



La tectonique récente de la Provence occidentale microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques : méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité

Philippe Combes

► To cite this version:

Philippe Combes. La tectonique récente de la Provence occidentale microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques : méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Strasbourg, 1984. Français. NNT: . tel-00805568

HAL Id: tel-00805568

<https://theses.hal.science/tel-00805568>

Submitted on 28 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



COMBES (Ph.)

T H E S E

présentée

à l'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR de STRASBOURG

pour l'obtention du

DOCTORAT de 3ème CYCLE

Spécialité : PHYSIQUE

Mention : GÉOPHYSIQUE

par

Philippe COMBES

LA TECTONIQUE RECENTE DE LA PROVENCE OCCIDENTALE :

MICROTECTONIQUE, CARACTERISTIQUES DYNAMIQUES ET CINEMATIQUES.

METHODOLOGIE DE ZONATION TECTONIQUE ET RELATIONS AVEC LA SISMICITE.

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE - GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

21 OCT. 1985

Soutenue le 20 Janvier 1984 devant la Commission composée de :

JURY : MM. M. CARA Président
C. BOUSQUET
A. CISTERNAS
P. HOANG TRONG
H. PHILIP

21 OCT. 1985

1984

COMBES Philippe

Université Louis Pasteur de Strasbourg.

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42

RESUME : Dans le cadre de l'installation d'un réseau de surveillance sismique en Provence Occidentale, notre étude consiste dans un premier temps :

- à localiser, par différentes méthodologies d'approche de la déformation récente, les accidents tectoniques susceptibles d'être sismiquement actifs,
- à caractériser les mécanismes des déformations tectoniques affectant cette région ainsi que leur répartition depuis environ 10 millions d'années,
- à reconstituer le(s) champ(s) de contraintes à l'origine de ces déformations,

en vue d'établir une zonation tectonique cohérente à l'échelle de la région étudiée.

Dans un deuxième temps, nous définissons les relations existantes entre notre zonation tectonique, les accidents majeurs et la sismicité historique et instrumentale afin d'obtenir les caractères généraux permettant un découpage de la Provence en différents domaines sismotectoniques.

Mots clés :

Tectonique récente
Provence
Sismicité

Microtectonique
Zonation tectonique
Zonation sismotectonique

Type de déformation
Contraintes
Mécanismes au foyer.

UNIVERSITE Louis PASTEUR
Institut de Physique du Globe
Laboratoire de Sismologie
5, rue René Descartes
67084 STRASBOURG-Cédex

UNIVERSITE DES SCIENCES ET
TECHNIQUES DU LANGUEDOC
Laboratoire de Géologie Structurale
Place Eugène Bataillon
34060 MONTPELLIER-Cédex

T H E S E

présentée

A L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

pour l'obtention du

DOCTORAT 3^e CYCLE

Spécialité : PHYSIQUE
Mention : GEOPHYSIQUE

p a r

Philippe COMBES

LA TECTONIQUE RECENTE DE LA PROVENCE OCCIDENTALE
MICROTECTONIQUE, CARACTERISTIQUES DYNAMIQUES ET CINEMATIQUES.
METHODOLOGIE DE ZONATION TECTONIQUE ET RELATIONS AVEC LA SEISMICITE

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

21 OCT. 1985

Soutenue le Janvier 1984, devant la Commission composée de :

JURY : M. M. CARA Président
M. C. BOUSQUET
M. A. CISTERNAS
M. P. HOANG TRONG
M. H. PHILIP

NNB 10147451

"La part respective des "structures géophysiques" et de la tectonique a cependant fait l'objet de débats ardu. Il avait été reproché à plusieurs reprises à l'esquisse sismo-tectonique de Provence à 1/250 000 d'avoir sacrifié les premières à une tectonique superficielle ne présentant guère d'intérêt pour la compréhension de la sismicité régionale."

Commentaire de la carte Sismotectonique de la France
(1981) Mémoire du B.R.G.M. n° 111 - p.7

UNIVERSITY OF CALIFORNIA
LIBRARY OF THE
DOCUMENTATION
NOT RECORDED
E 280M 00 10865 8
1981 JAN 25 10 43

Ce mémoire est le résultat d'une collaboration depuis sa réflexion jusqu'à sa réalisation entre les équipes du Laboratoire de Géologie Structurale de Montpellier et des Laboratoires de Sismologie de l'I.P.G. de Strasbourg et de Géomorphologie d'Aix-en-Provence. Mes remerciements s'adressent donc tout particulièrement à ces équipes au sein desquelles j'ai trouvé enseignement et ambiance chaleureuse indispensables à la réalisation d'un tel travail.

Je remercie vivement les responsables de l'I.N.A.G. ainsi que MM. Hoang Trong et Mattauer qui m'ont apporté un soutien financier et matériel, reflet d'un désir de faciliter ce travail, et témoignage d'une confiance qui m'honore.

Il m'est difficile de remercier séparément les personnes qui ont contribué de près ou de loin et qui ont suivi l'élaboration de ce mémoire tant elles sont nombreuses. Que tous ceux qui ont ainsi participé et m'ont fait bénéficier de leurs expériences en m'accordant une partie de leur temps trouvent ici l'expression de toute ma reconnaissance.

Je pense plus spécialement à Mesdames et Messieurs Hoang Trong, Mattauer, Bousquet, Philip (dit Moustache), Etchécopar, Clauzon, Jorda, Cara, Cisternas, Gaulon, Garcia de Salé (dit Jojo l'Oranais), Sancho, Marie-France, Jo, Moncouyoux, Grelluch, Vdd, Helmut, Carla, Domi, Mireille, et tous les autres ...

Anne a eu la gentillesse de taper ce mémoire, je la remercie vivement de s'être donnée tant de mal.

à mes parents,
à mes frangines et frangins,

à Marjolaine,
et à Sébastiano

	Pages
INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE PREMIER : LES METHODES D'ANALYSE DE LA DEFORMATION RECENTE	7
INTRODUCTION	11
I.1. METHODOLOGIE POUR ETABLIR UNE CHRONOLOGIE DES DEFOR- MATIONS A VALEUR REGIONALE	13
I.2. METHODES D'ANALYSE MICROTECTONIQUE DANS LE DOMAINE CASSANT	16
CHAPITRE DEUXIEME : LA TECTONIQUE RECENTE DE LA PROVENCE OCCIDENTALE	41
INTRODUCTION	45
II.1. CADRE STRUCTURAL DE LA TECTONIQUE POST-OLIGOCENE EN PROVENCE ET DANS LE DOMAINE SUBALPIN	46
II.2. REPARTITION SPATIALE DE LA MICROFRACTURATION EN PROVENCE OCCIDENTALE	54
II.3. ANALYSE GEOMETRIQUE, DYNAMIQUE ET CHRONOLOGIQUE DE LA FRACTURATION A L'ECHELLE REGIONALE EN PRO- VENCE	54
II.4. ANALYSE GEOMETRIQUE ET DYNAMIQUE DE LA MICROFRA- CTURATION A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT	68
II.5. ANALYSE DES TENSEURS DE CONTRAINTES DEDUITS DE L'ANALYSE MICROTECTONIQUE	78
II.6. COMPARAISON TECTONIQUE RECENTE, MESURES DE NIVEL- LEMENT	91
II.7. ANALYSE DU RELIEF PAR LISSAGE DES COURBES DE NI- VEAU	93
CHAPITRE TROISIEME : DEFINITION D'UNE ZONATION TECTONIQUE A L'ECHELLE DE LA PROVENCE ET DU DO- MAINE SUBALPIN	97
III.1. ZONE 1 : ARC DE CASTELLANE ET DE DIGNE	99
III.2. ZONE 2 : LES MAURES ET L'ESTEREL - LE DOMAINE SUD PROVENÇAL ET LE PLATEAU DE VALENTOLE	99
III.3. ZONE 3 : MONTS VENTOUX ET MONTAGNE DE LA LURE - CHAINES DU LUBERON, DES COSTES, DE LA TREVARESSE, ALPILLES	101
CHAPITRE QUATRIEME : LA SISMICITE DU SUD-EST DE LA FRANCE : ALPES INTERNES - ALPES EXTERNES - PROVENCE	103
INTRODUCTION	107

IV.1. PRECISION DE LA LOCALISATION DE LA SISMICITE DU SUD-EST DE LA FRANCE	109
IV.2. PROFONDEUR DES FOYERS DES SEISMES EN PROVENCE ET DANS LES ALPES MERIDIONALES	117
IV.3. LES MECANISMES AU FOYER	127
IV.4. LE SEISME DE LA TREVARESSE (OU DE LAMBESC) DU 11 JUIN 1909	129
IV.5. RELATION FREQUENCE-MAGNITUDE	139
CHAPITRE CINQUIEME : LES RELATIONS SEISMICITE-TECTONIQUE RECENTE EN PROVENCE ET DANS LE DOMAINE SUBALPIN	145
INTRODUCTION	151
V.1. LES CARACTERES GENERAUX DES RELATIONS SISMO-TECTONQUES	153
V.2. ZONATION SISMO-TECTONIQUE	153
V.3. PROPOSITION DE DIFFERENTS MECANISMES AU FOYER POSSIBLES DES SEISMES HISTORIQUES, ACTUELS OU FUTURS, DETERMINES A L'AIDE DES PARAMETRES TECTONQUES ET MICROTECTONQUES	160
ANNEXE	165
CONCLUSION GENERALE	169
BIBLIOGRAPHIE	175

INTRODUCTION GENERALE

- Nécessité de l'étude.

Bien que la France ne figure pas parmi les pays les plus exposés aux séismes destructeurs, un bref retour dans le passé nous rappelle que certaines régions comme le fossé Rhénan, les Pyrénées, les Alpes, la Côte d'Azur ou la Provence ont été le siège d'importants séismes ayant entraîné la perte de nombreuses vies humaines et des dégâts matériels considérables.

De plus, l'accroissement permanent de la population dans certaines de ces régions ainsi que l'implantation d'industries particulièrement sensibles aux risques sismiques (industries chimiques et nucléaires) ont majoré le risque encouru par ces populations.

Deux problèmes se posent donc :

1) L'état des connaissances actuelles de la sismicité et de la tectonique suffit-il à caractériser les principales zones sismogéniques ?

2) Les réseaux de surveillance sismique sont-ils bien adaptés aux particularités de l'activité sismique du territoire ?

Plusieurs actions ont été entreprises depuis une dizaine d'années pour répondre à ces questions qui correspondent à une demande de la collectivité scientifique et industrielle, et aux préoccupations des autorités locales et régionales.

Notamment et sous l'impulsion de l'I.N.A.G., on a cherché à développer l'implantation de réseaux de surveillance régionaux dans les zones où l'activité sismique ou microsismique paraît la plus importante, afin de préciser les sources sismogéniques.

Parallèlement, certains organismes (C.E.A., E.D.F., B.R.G.M., Ministère de l'Industrie), dans un souci d'amélioration et d'optimisation de la marge de sécurité des Centrales Nucléaires par rapport aux risques sismiques, ont dressé un bilan des données sismotectoniques. L'état des connaissances en 1977 a permis d'élaborer la première carte sismotectonique à 1/1.000.000 de la France. Cette carte reflète assez bien une nouvelle démarche dans les problèmes de risque sismique, qui consiste à prendre en compte non seulement la sismicité historique et actuelle, mais aussi les déformations tectoniques afin de disposer d'une vue d'ensemble de la sismicité et de son contexte tectonique.

Mais, ce document élaboré sur le principe de la superposition des différents éléments pris en compte (sismicité, accidents tectoniques, structures profondes, linéaments ...) souffre d'un manque de vision déterministe qui permettrait de caractériser les diffé-

rents types de zones sources et d'extrapoler ces caractères dans les zones de même type, mais ne présentant pas une activité sismique bien définie.

Ces dernières années, une série d'évènements sismiques majeurs (FRIOUL, 1976 ; THESSALONIQUE, 1978 ; EL ASNAM, 1980 ; LUCANIE, 1980 ; GOLFE DE CORINTHE, 1981 ; PARME, 1983 ; LIEGE, 1983 ...) ont ébranlé diverses régions de la Méditerranée et ravivé la prise de conscience des dangers associés à l'activité sismique.

C'est ainsi qu'en 1981, à l'initiative de l'I.N.A.G., Mr. HOANG TRONG de l'I.P.G. de Strasbourg a été chargé d'installer un réseau de surveillance régional en Provence (spécialement dans le département des Bouches du Rhône), comprenant huit stations à courte période. L'implantation de ce réseau, sa justification, ainsi que sa rentabilisation demandaient une étude sismotectonique relativement détaillée de cette région.

Une étude de ce type implique une collaboration accrue et effective entre les diverses disciplines concernées, telles la sismologie, la tectonique, la géophysique, la géomorphologie ..., afin que tous les paramètres susceptibles de déterminer ou seulement d'approcher la connaissance des sources sismogènes puissent être rassemblés.

Dans cet esprit de collaboration, le laboratoire de Sismologie de l'I.P.G. de Strasbourg a demandé à MM. BOUSQUET C. et PHILIP H. du laboratoire de Géologie Structurale de Montpellier, de faire le lien entre la tectonique récente de la Provence et sa sismicité historique et actuelle.

C'est dans le cadre de cette collaboration scientifique que cette étude a été réalisée avec le soutien financier de l'I.N.A.G. (Action Spécifique INAG - Bureau Central de Sismologie Français).

- Présentation de l'étude.

A l'échelle géologique du million d'années, la sismicité historique et actuelle apparaît comme un instantané de la déformation. Cet incrément de la déformation s'inscrit dans un continuum dont l'origine est à rechercher dans les mouvements permanents et relatifs des différentes plaques tectoniques.

Un travail récent de compilation bibliographique associé à des observations de terrain, a permis à H. PHILIP (1983) de caractériser les déformations tectoniques affectant le domaine méditerranéen depuis le Pliocène et de proposer une interprétation cohérente et globale des mécanismes mis en jeu dans la convergence des plaques Europe et Afrique.

Ce "recul" chronologique nécessaire à la compréhension des phénomènes sismotectoniques actuels permet d'élaborer une zonation tectonique à l'échelle de la Méditerranée.

Dans un premier temps, nous avons donc recherché toutes les informations susceptibles de contribuer à l'établissement méthodologique d'un cadre tectonique cohérent pour les déformations récentes affectant la Provence.

Dans un deuxième temps, nous avons repris, approfondi et complété lorsque cela était possible, ces informations en effectuant une étude sur le terrain. Nous nous sommes plus spécialement attachés à mettre à profit les méthodes d'analyse microtectonique. Elles ont confirmé leur apport considérable dans la détermination d'une chronologie relative des déformations et dans la détermination des caractéristiques du champ de contraintes Mio-Pliocène et Quaternaire-actuel de la Provence.

Dans le même temps, nous avons cherché à mieux définir les différents types d'accidents actifs ou susceptibles de l'être au Plio-Pléistocène.

Ces résultats de l'analyse structurale sont confrontés à d'autres types d'approche de la déformation (mesures de nivellement, analyse du relief, interprétation de photo-satellites), ce qui permet de comparer, d'affiner et de compléter les divers paramètres caractérisant les déformations récentes, et d'établir une zonation tectonique de la Provence.

Dans un troisième temps, l'examen des différents travaux effectués sur la sismicité du Sud-Est de la France permet d'en dégager les principales caractéristiques. Une confrontation sismicité-tectonique récente aboutit à distinguer en Provence différents types de domaines sismotectoniques.

R E S U M E

Dans le cadre de l'installation d'un réseau de surveillance sismique en Provence Occidentale, notre étude consiste dans un premier temps :

- à localiser, par différentes méthodologies d'approche de la déformation récente, les accidents tectoniques susceptibles d'être sismiquement actifs,
- à caractériser les mécanismes des déformations tectoniques affectant cette région ainsi que leur répartition depuis environ 10 millions d'années,
- à reconstituer le(s) champ(s) de contraintes à l'origine de ces déformations,

en vue d'établir une zonation tectonique cohérente à l'échelle de la région étudiée.

En replaçant la Provence dans son contexte géodynamique méditerranéen, à savoir la convergence Nord-Sud des plaques Afrique et Europe absorbée soit par une tectonique de collision continentale soit par des phénomènes de subduction, on caractérise à une échelle plus grande les mécanismes de déformation compressive qui affectent cette région depuis au moins le Pliocène.

Pour cela, les méthodes géophysiques, utilisées pour reconnaître les accidents profonds, sont combinées à une analyse structurale et morphologique de surface pour définir les différents types de structures tectoniques activées ou réactivées au cours de la période Plio-pléistocène.

Ces accidents sont de deux types :

- les failles inverses et les chevauchements orientés approximativement E-W
- les décrochements sénestres orientés NE-SW et les dextres orientés NW-SE à N-S.

Leur fonctionnement simultané définit une déformation de type décrochante compressive compatible avec une direction de raccourcissement horizontale subméridienne.

Ces résultats sont affinés et confirmés par une analyse des microstructures tectoniques en diverses stations de la Provence.

Nous montrons ainsi, que les microplans de failles striés sont essentiellement localisés à proximité des accidents majeurs et que leurs caractéristiques géométriques et dynamiques reflètent celles de ces accidents.

Différentes méthodes d'analyse microtectonique permettent de déterminer les axes principaux (σ_1 , σ_2 , σ_3) des tenseurs ponctuels moyens de contraintes responsables de ces microglissements ainsi que des mouvements sur les différents plans de failles majeures. Les caractéristiques de ces tenseurs ($R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \sim 0 \Rightarrow \sigma_2 \sim \sigma_3$) sont compatibles avec des conditions de déformation récente pour la Provence de type superficiel.

La coaxialité entre les axes de contraintes et de déformation, que l'on déduit de l'étude des relations contraintes-déformations, permet de retracer

les trajectoires de contraintes sur l'ensemble de la région, ce qui entraîne notamment, au niveau des lacunes d'observation, la détermination des modalités des jeux et rejeux possibles le long des accidents majeurs.

La juxtaposition de ces déformations avec celles déduites des mesures de nivellement, et leur comparaison avec les lignes de relief obtenues par lissage des courbes de niveau, confirment le caractère récent et actuel de ces déformations.

L'ensemble de ces méthodes permet de préciser la géométrie des déformations récentes aboutissant à l'établissement d'une zonation tectonique valable pour l'ensemble de la Provence.

Ces déformations fini-miocène à quaternaire s'inscrivent dans un continuum dont la sismicité historique et instrumentale en sont les reflets actuels.

Dans un deuxième temps, nous définissons les relations existantes entre notre zonation tectonique, les accidents majeurs et la sismicité historique et instrumentale afin d'obtenir les caractères généraux permettant un découpage de la Provence en différents domaines sismotectoniques :

- domaine sismotectonique de type 1 caractérisé par une relative stabilité tectonique et une sismicité faible à nulle.
- domaine sismotectonique de type 2 caractérisé par la présence de déformations linéaires concentrées aux abords d'accidents tectoniques décrochants et par une sismicité alignée sur ces accidents, de fréquence relativement élevée, de magnitudes ou d'intensités moyennes à faibles.
- domaine sismotectonique de type 3 caractérisée par des zones à déformation compressive diffuse intéressant un volume plus important que le précédent et par une sismicité, de fréquence plus faible, mais d'intensités généralement plus fortes que celles des domaines de type 2, ne présentant pas d'alignements épacentraux privilégiés.

Enfin, une exploitation déterministe des données précédemment acquises, nécessitant la connaissance, de la géométrie et de la nature des mouvements tectoniques des accidents susceptibles d'être sismiquement actif ainsi que des tenseurs moyens de contraintes s'y rapportant, permet d'établir en différents sites à risques potentiels, les mécanismes au foyer possibles des séismes historiques actuels ou futurs.

CHAPITRE I

LES METHODES D'ANALYSE DE LA DEFORMATION RECENTE

- PLAN -

	Pages
INTRODUCTION	11
I.1. METHODOLOGIE POUR ETABLIR UNE CHRONOLOGIE DES DEFOR- MATIONS A VALEUR REGIONALE	13
I.1.1. Cas de la stabilité du type de déformation au cours du temps	13
I.1.2. Cas de la variation du type de déformation au cours du temps	14
I.2. METHODES D'ANALYSE MICROTECTONIQUE DANS LE DOMAINE CASSANT	16
I.2.1. Choix du site microtectonique	
- Les stations microtectoniques effectuées dans les terrains récents Miocène-Pliocène ou Pléistocène....	16
I.2.2. Définition et caractéristiques du tenseur de con- traintes	18
- La notion de contrainte d'après BLES J.L. et FEUGA B. (1980)	18
- L'état de contraintes	19
- Représentation de l'état de contraintes	20
- Principaux "types" d'état de contraintes	20
- Les hypothèses de base pour la détermination du tenseur de contraintes	23
- Rapport des contraintes et relation avec la strie...	24
I.2.3. Les méthodes d'analyse microtectonique utilisées pour déterminer le(s) tenseur(s) de contraintes	24
a) La méthode manuelle des contraintes optimales (ETCHECOPAR A., 1984)	25
1) Exemple du Lubéron	27
2) Exemple de la chaîne des Côtes (Costes)	29
b) La méthode automatique (ETCHECOPAR A. et al., 1981)	31
- Fonctionnement	31
- Les limites générales de cette méthode	34
- Les résultats	37
- Problèmes d'interprétation des résultats	38
CONCLUSION	39

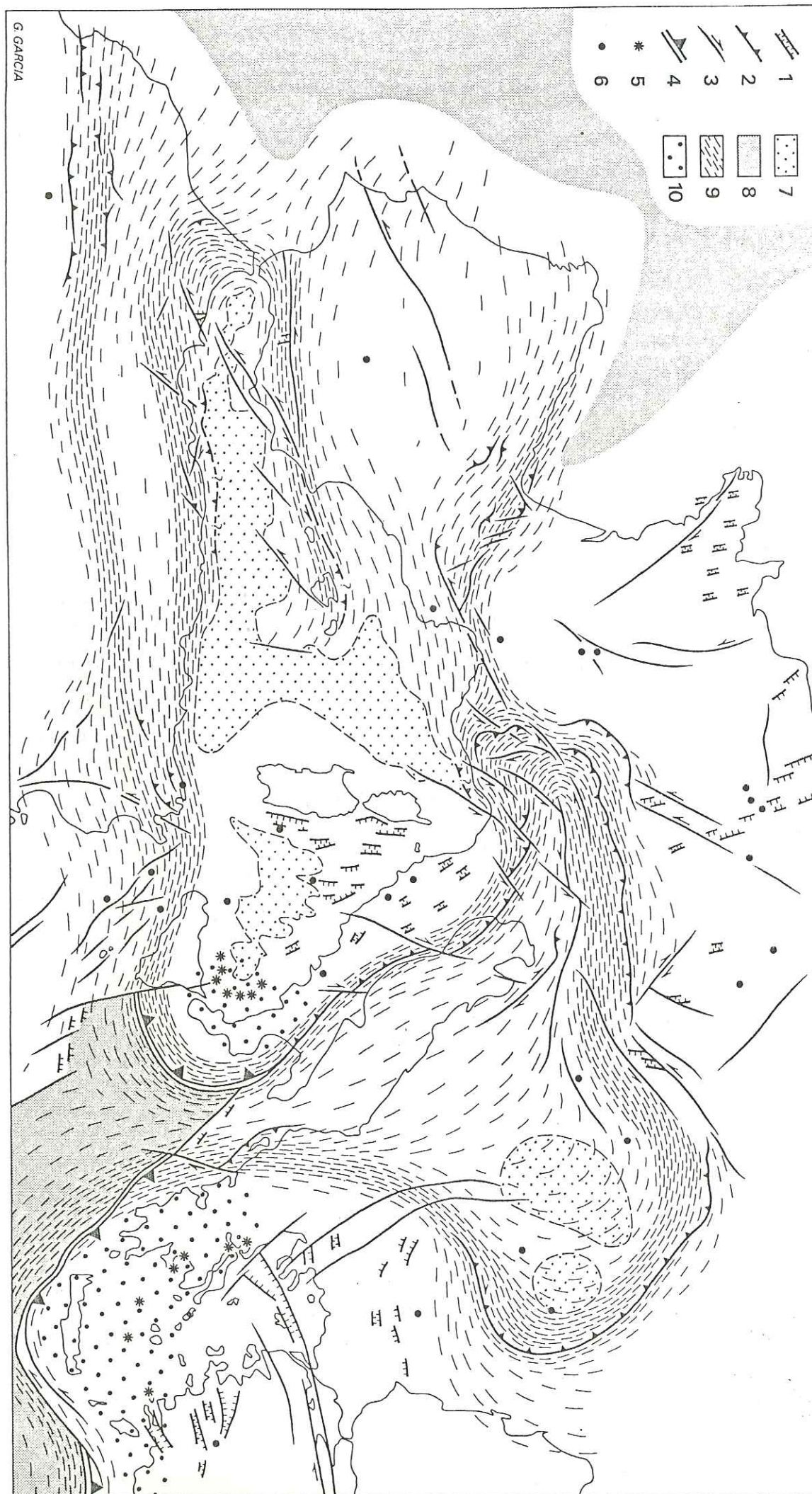


Figure 1 - Répartition des différents types de déformation au Quaternaire récent et à l'Actuel. (d'après H. PHILIP, 1983).

1. Graben. 2-Failles inverses. 3-Décrochement. 4-Fosse de subduction. 5-Volcanisme calcoalcalin. 6-Volcanisme alcalin. 7- Croûte océanique marginale (déformations de type 6). 8-Croûte océanique, intermédiaire ou Continentale amincie d'âge mésozoïque. 9-Zone en compression (déformations de type A ou D). 10-Bassin marginal (déformations de type 6).

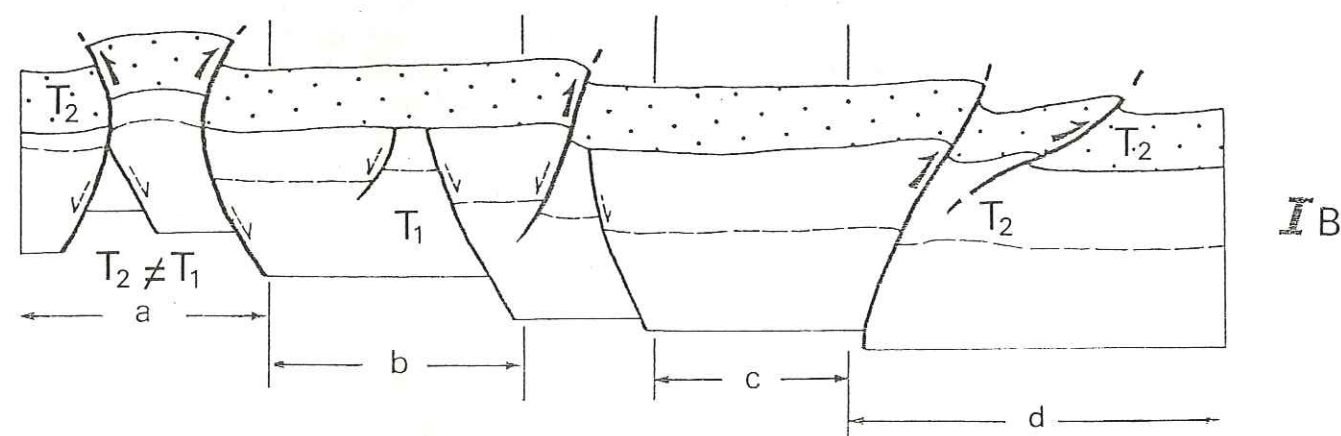
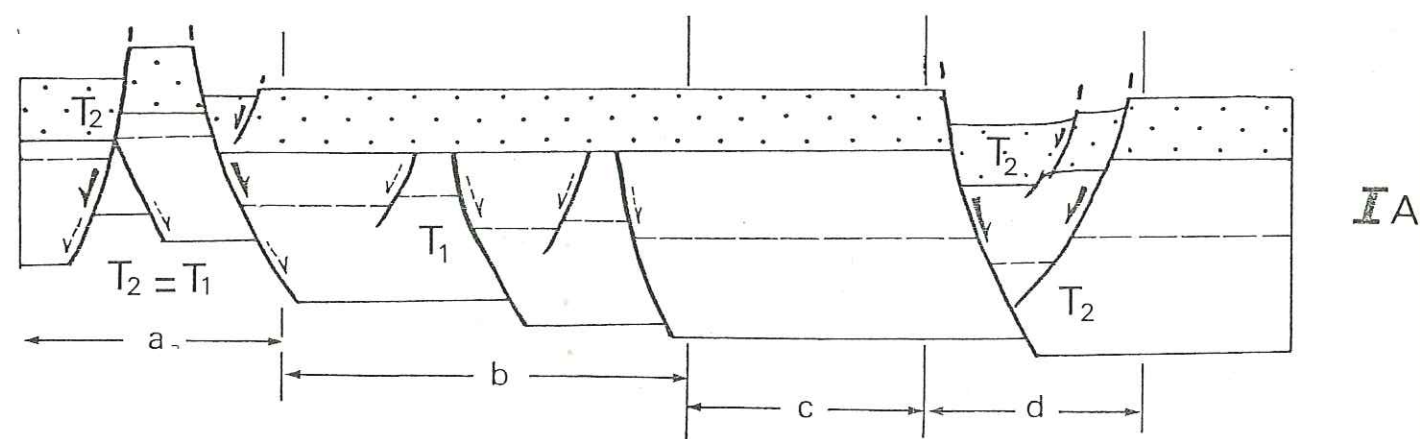
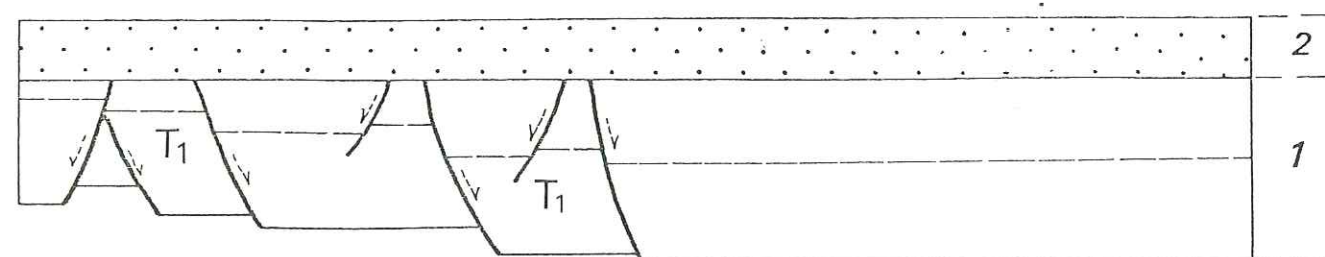
INTRODUCTION

Les études récentes en Méditerranée ont montré que la convergence N-S à NNW-SSE entre les plaques Europe et Afrique était absorbée soit par une tectonique de collision continentale (en Méditerranée Occidentale), soit par des phénomènes de subduction (Arc Tyrrhénien, Arc Egéen) (Figure 1) (BOUSQUET J.C., PHILIP H., 1981). Dans ces deux contextes géodynamiques, les déformations correspondantes définissent une zonation tectonique à petite échelle. Cette zonation est basée sur la définition :

- a) de types de déformation actuelle,
- b) de l'histoire tectonique au cours du Plio-Quaternaire de chacune de ces zones (PHILIP H., 1983).

La Provence se situe à cette échelle dans une zone en compression depuis au moins le Pliocène. Il est donc intéressant de préciser à une échelle plus grande les modalités de la déformation, et, dans le cas de la Provence, de caractériser au niveau tectonique, la transition entre une zone à fort (Alpes) et faible épaisseur crustal (avant pays alpin).

Pour cela, nous allons définir dans un premier chapitre notre approche méthodologique de la déformation récente qui consiste à distinguer et à caractériser les différentes zones de déformation suivant leur type, leur âge et l'espace affecté, ainsi que d'étudier les différentes microstructures s'y rattachant.

FIGURE 2IA : stabilité du type de déformation au cours du temps ($E1=E2$)

2IB : Variation du type de déformation au cours du temps ($E1 \neq E2$). 1-Formation 1. 2-Formation 2. 3-Episode tectonique distensif : failles normales. 4-Episode tectonique compressif : failles inverses. 5-Tenseurs de contraintes.

I.1. METHODOLOGIE POUR ETABLIR UNE CHRONOLOGIE DES DEFORMATIONS A VALEUR REGIONALE.

A partir d'une analyse bibliographique et cartographique, on établit une échelle stratigraphique régionale des terrains récents. Les déformations observées dans les terrains pleistocènes (failles, microfailles, plis) permettent de définir les modalités de la tectonique la plus récente.

L'établissement d'une chronologie des déformations à valeur régionale devra tenir compte de plusieurs paramètres :

- de la stabilité ou de la variation du type de déformation au cours du temps,
- de la répartition de la déformation pour chaque épisode tectonique,
- de l'intensité de la déformation de chaque épisode.

Les exemples suivants illustrent les différents cas possibles.

I.1.1. Cas de la stabilité du type de déformation au cours du temps (figure 2, cas IA).

a) Dans le secteur a, l'épisode tectonique E2 succède et se superpose à l'épisode E1 affectant ainsi les deux formations 1 et 2. La nature des mouvements tectoniques est la même sur chaque plan de faille créé ou réutilisé. Les directions de stries restent approximativement constantes sur chaque accident impliquant que le tenseur de contraintes T1 déterminé dans la formation 1 est semblable au tenseur T2 déterminé dans la formation 2, si les caractéristiques du tenseur restent stables pour les deux épisodes. Par contre, l'intensité de la déformation est forcément plus importante dans la formation plus ancienne 1, puisque affectée par les épisodes tectoniques E1 et E2.

b) Dans le secteur b, la répartition des déformations est hétérogène pour les deux formations, se localisant uniquement dans la formation 1. Le tenseur T1 ne pourra être déterminé que dans cette formation.

c) Le secteur c est caractérisé par une absence de déformation pendant les périodes 1 et 2.

d) Dans le secteur d, la création de plans de ruptures au cours de l'épisode E2 détermine des mouvements dont les vecteurs glissement sont identiques pour les deux formations 1 et 2 et permettent la détermination d'un seul tenseur T2. Ce tenseur ne sera

pas différent du tenseur T1 déterminé dans le secteur a. Au niveau du calcul du tenseur de contraintes, on ne pourra pas faire de différence entre le secteur a et b.

L'intensité de la déformation est la même pour les formations 1 et 2.

I.1.2. Cas de la variation du type de déformation au cours du temps (figure 2 cas IB).

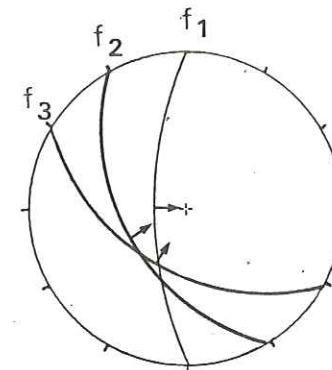
a) Dans le secteur a, l'épisode tectonique E2, qui succède à E1, n'est pas de même nature et ne possède donc pas les mêmes caractères. L'intensité de la déformation est plus importante dans la formation 1 puisque affectée par les deux épisodes tectoniques E1 et E2 tandis qu'elle est plus faible dans la formation 2 uniquement marquée par l'épisode E2. On déterminera donc deux tenseurs de contraintes T1 et T2 distincts dans la formation plus ancienne 1 et seulement T2 dans la formation 2.

Les trois autres secteurs b, c et d possèdent respectivement les mêmes caractéristiques que les secteurs b, c et d du cas IA précédent, à la différence près pour le secteur d, où le tenseur de contraintes T2 sera différent de T1 et qu'il ne sera donc pas possible de confondre les tenseurs des secteurs a et b.

La superposition d'épisodes tectoniques ("polyphasage") se traduit généralement, au niveau microtectonique, par l'observation de plusieurs générations de stries sur un même plan de faille, par une néofracturation dont les caractères se distinguent des épisodes précédents ou par la mise en mouvement de discontinuités jusque là inactives.

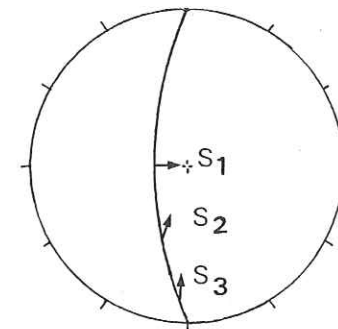
Ce "polyphasage" implique l'existence de plusieurs tenseurs de contraintes distincts. Inversement, toutes perturbations des directions de contraintes principales au cours d'une période tectonique peuvent correspondre à une néofracturation d'orientation et de type différents ou à l'activation de microfailles jusque là inactives. L'observation sur le terrain ne permet pas, dans ce cas, de distinguer plusieurs épisodes de déformation. La méthode automatique d'analyse microtectonique permet par contre de voir si l'ensemble des stries est compatible avec un ou plusieurs tenseurs. Dans le cas d'un "polyphasage", on sélectionnera les plans striés compatibles avec chaque tenseur déterminé.

- Schéma 1 -



Dans ce cas, chaque activation de microfaille (f1, f2, f3) peut correspondre à un stade de déformation ou bien les trois microfailles sont activées simultanément et nous avons affaire à un seul stade de déformation. Une étude détaillée nous permettra de trancher.

- Schéma 2 -



Dans ce cas, on peut faire varier le pitch de la strie sur un même plan de faille. Chaque strie (S1, S2, S3) correspond alors à un stade de déformation distincte. Il n'y a pas d'ambiguïté.

I.2. METHODES D'ANALYSE MICROTTECTONIQUE DANS LE DOMAINE CASSANT

L'analyse microtectonique concerne l'étude des structures tectoniques visibles à l'échelle de l'affleurement, de l'échantillon et du microscope à faible grossissement (MATTAUER et al., 1980). Elle apporte des précisions sur la nature et la dynamique des microdéformations et permet dans des cas favorables de déterminer une chronologie relative des différents épisodes tectoniques. Enfin, l'analyse de ces microstructures fournit une information sur l'état de contrainte ponctuel responsable de ces microdéformations.

Dans un espace d'échelle régionale par exemple, l'étude de différents sites microtectoniques, répartis judicieusement, permet la reconstitution, en association avec une étude de la tectonique régionale, des trajectoires de contraintes. Cette étude nous montre qu'il existe des liens étroits entre la microtectonique et la macrotectonique et qu'ainsi, les résultats obtenus par l'analyse des microstructures sont non seulement très fiables mais ils sont aussi le complément indispensable à toute étude tectonique.

I.2.1. Choix du site microtectonique

Au cours des différentes époques géologiques, les terrains enregistrent et fossilisent parfois des déformations tectoniques successives. Le choix d'un site microtectonique dépend donc des deux paramètres suivants :

- a - la répartition de la déformation sur le territoire étudié,
- b - l'âge des terrains considérés.

a) En effet, la répartition des zones déformées n'est pas aléatoire :

- elle est liée à la répartition des terrains que l'on veut étudier (par exemple dans notre cas, les terrains d'âge Miocène, Pliocène ou Pléistocène) qui n'est pas homogène sur l'ensemble du territoire ;

- et, surtout, elle dépend de l'intensité de la déformation et de sa localisation, très variable d'une zone à l'autre (Cf. § I.1.).

b) L'âge des terrains est un facteur important pour le choix d'un site de station microtectonique car les résultats déductibles d'une analyse microtectonique se compliquent avec l'âge croissant des formations, dans le cas de tectonique "polyphasée". En effet,

une formation ancienne a plus de chance d'avoir enregistré plusieurs déformations qu'une formation plus récente. Dans ces deux cas, les méthodes d'analyse microtectonique sont toujours applicables mais les résultats n'ont pas la même fiabilité.

Il va de soi que l'approche microtectonique de la tectonique récente (ou Néotectonique) donnera de meilleurs résultats en s'intéressant au premier abord aux terrains les plus jeunes susceptibles d'avoir enregistré la ou les dernières déformations. Les terrains plus anciens sur un même site, ont quasiment la même probabilité d'avoir enregistré ces déformations mais ils ont en plus la possibilité d'avoir fossilisé les déformations d'épisodes tectoniques plus anciens, ce qui complique l'analyse.

Dans le cadre de l'étude de la tectonique récente de la Provence, nous avons donc cherché, dans un premier temps, les affleurements de terrains les plus récents qui sont d'âge :

- Pléistocène, dans les zones où ils affleurent et où ils sont suffisamment déformés ;

- Pliocène ou Miocène, dans les zones où la première condition n'est pas réalisée.

Les microstructures mesurées dans ces formations correspondent aux déformations les plus récentes qui ont affectées la Provence. Lorsque ces terrains ne sont pas présents à l'affleurement, ou lorsqu'ils n'ont pas conservé les traces de la déformation cassante (ex : sables et grès conserve peu ou mal les stries), nous avons cherché des sites microtectoniques dans des terrains plus anciens, principalement dans les brèches d'âge Oligocène, susceptibles d'avoir enregistré les déformations les plus récentes. L'analyse de ces dernières stations s'est faite postérieurement aux précédentes lorsque les conditions de la déformation récente furent assez bien connues.

Les stations microtectoniques effectuées dans les terrains récents : Miocène, Pliocène ou Pléistocène.

Une station microtectonique est définie par un volume rocheux d'échelle variée, généralement de la dizaine à la centaine de m³ pour garder des résultats cohérents, où s'expriment structures et microstructures tectoniques telles :

- les fentes de tension
- les stylolites,
- les microfailles,
- les failles.

Le milieu apparaît le plus souvent préfracturé car généralement affecté par d'anciennes failles de directions très diverses.

Mais il peut aussi apparaître non préfacturé, dans le cas de terrains récents peu ou pas consolidés, affectés par une déformation récente (PHILIP H., 1983). Dans ce cas là, on se retrouve dans des conditions proches de celles des expériences de fracturation en laboratoire sur des matériaux considérés comme homogènes. L'allure de la fracturation se rapproche des modèles théoriques d'Anderson (1951). Les plans de failles qui jouent au cours d'un épisode de déformation ne sont plus répartis de façon aléatoire comme dans le cas de terrains préfracturés : l'orientation de ces fractures est alors commandée étroitement par celle des contraintes.

En ce qui concerne la Provence, nous avons essentiellement étudié les microstructures, correspondant aux plans de microfaiilles et de failles, sur un matériel conglomératique. La majorité des stations microtectoniques a été effectuée sur des conglomérats d'âge Oligocène à Quaternaire qui sont constitués :

- d'une part de galets impressionnés, calcaires ou marno-calcaires, de forme généralement elliptique ;
- d'autre part, d'une matrice constituée de nombreux éléments (graviers) silicieux à l'origine de la striation des galets.

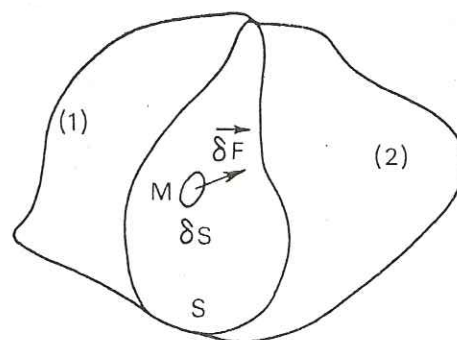
Ces galets présentent entre eux des surfaces de contact d'orientation très variées qui permettent d'assimiler ces conglomérats à des milieux idéalement préfracturés.

Effectuer une station microtectonique consiste donc à mesurer dans les directions de l'espace les plus variées, une population de microplans ou de plans striés.

1.2.2. Définition et caractéristiques du tenseur de contraintes.

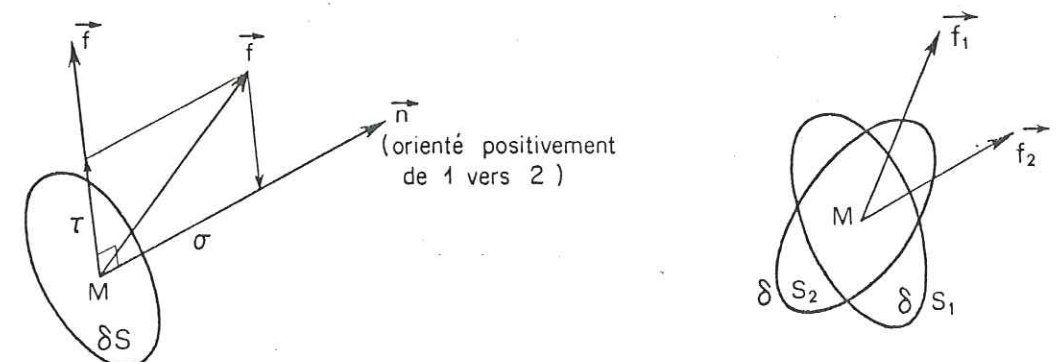
La notion de contraintes d'après BLES J.L. et FEUGA B. (1980)

On considère un corps et on le suppose divisé par la pensée en deux parties séparées par une surface S .



Soit un petit élément de surface δS de S , centré au point M . Si l'on fait tendre δS vers 0 et si $\delta \vec{F}$ est la résultante des forces exercées par (1) sur (2) sur cet élément de surface, le rapport $\delta \vec{F} / \delta S$ tend vers un vecteur \vec{f} , appliqué au point M , qui correspond à la densité de force.

Si le corps est un solide, \vec{f} n'est pas forcément perpendiculaire à δS , et sa valeur n'est pas indépendante de l'orientation de la facette. On l'appelle le vecteur contrainte s'exerçant sur cette facette infiniment petite δS au point M .



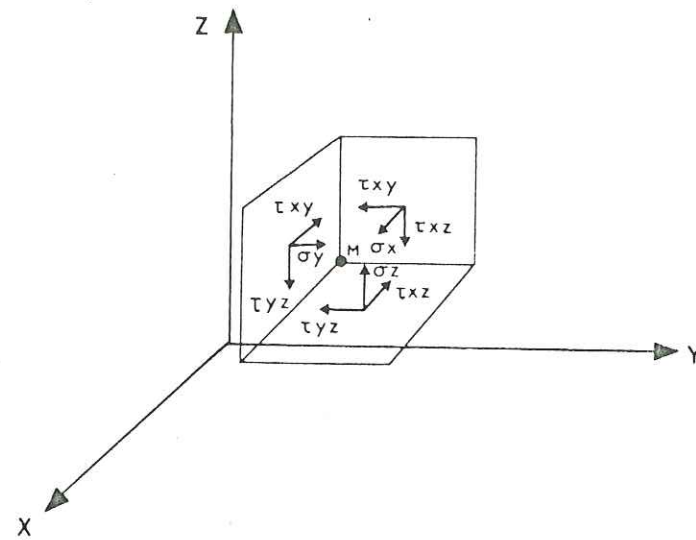
On décompose le vecteur contrainte \vec{f} s'exerçant sur une facette en un point en deux composantes, suivant la normale \vec{n} et la tangente \vec{t} contenue dans le plan défini par \vec{f} et \vec{n} . Ces deux composantes de longueur σ et τ sont respectivement la composante normale (contrainte normale) et la composante tangentielle (contrainte tangentielle ou de cisaillement) du vecteur contrainte \vec{f} . Par convention en mécanique des sols et des roches, on considère qu'une contrainte normale est positive s'il s'agit d'une compression et négative s'il s'agit d'une traction.

Si l'on se pose la question de savoir d'où proviennent les contraintes, on peut répondre en termes approximatifs qu'elles constituent la "réaction" des corps aux efforts (forces) extérieurs qui leur sont appliqués.

L'état de contrainte.

On dit que l'on connaît l'état de contrainte en un point M si on connaît le vecteur contrainte (nous dirons plus simplement la contrainte) s'exerçant sur une facette quelconque passant par ce point.

Si l'on prend pour direction des axes de coordonnées Ox , Oy , Oz , celles des arêtes du trièdre trirectangle constitué par les trois facettes considérées, on obtient la représentation schématique suivante de l'état de contrainte en un point :



— Représentation de l'état de contraintes en un point.
(Les facettes sont de dimensions infiniment petites).

Il a été montré que la connaissance des contraintes sur trois facettes perpendiculaires, c'est à dire les six valeurs $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \sigma_{xy}, \sigma_{xz}, \sigma_{yz}$, déterminait parfaitement l'état de contrainte en un point, c'est à dire permettait de connaître la contrainte sur une facette d'orientation quelconque passant par ce point.

Les six paramètres, qui sont fonction du système d'axes de coordonnées choisi, représentent donc l'état de contrainte en un point, qui, lui, ne dépend pas du système d'axe de coordonnées. Cet état de contrainte peut être représenté par un être mathématique qu'on appelle un tenseur, qui est indépendant du système de coordonnées mais qui est lui-même représenté dans un système de coordonnées, donné par une matrice qui dans le cas présent s'écrit :

$$\begin{pmatrix} \sigma_x & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{xy} & \sigma_y & \sigma_{yz} \\ \sigma_{xz} & \sigma_{yz} & \sigma_z \end{pmatrix}$$

On peut dire que le tenseur des contraintes \vec{T} en un point est l'opérateur linéaire qui permet de calculer le vecteur contrainte $\vec{\Sigma}$ sur une facette quelconque en ce point connaissant l'orientation de cette facette, c'est à dire son vecteur normal \vec{n} .

$$\vec{\Sigma} = \vec{T} \cdot \vec{n}$$

Représentation de l'état de contrainte.

On peut représenter l'état de contrainte par une ellipsoïde des contraintes. L'ellipsoïde possède trois axes de symétrie qui sont les trois directions principales du tenseur de contraintes au point considéré. Les trois contraintes principales correspondantes sont notées σ_1, σ_2 et σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) et sont perpendiculaires aux facettes sur lesquelles elles s'exercent.

Dans le cas général, le tenseur des contraintes, donc l'ellipsoïde des contraintes, est fonction du point considéré et varie par conséquent quand on passe d'un point à un autre. Le tenseur revêt une forme simple si l'on choisit comme trièdre de référence le système orthonormé défini suivant les directions principales des contraintes qui sont les axes $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ de l'ellipsoïde des contraintes. Il est représenté par la matrice :

$$\begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

puisqu'il n'y a pas de contraintes tangentielles sur les facettes portées par les directions principales.

Un état de contrainte quelconque, caractérisé par $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ peut toujours être décomposé en :

- une fraction isotrope, responsable des modifications de volume où la contrainte isotrope $\sigma_i = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3) / 3$,

- et une fraction anisotrope ou déviatorique qui est à l'origine de la déformation, caractérisée par S_1, S_2 et S_3 telle que $S_1 = \sigma_1 - \sigma_i$; $S_2 = \sigma_2 - \sigma_i$; $S_3 = \sigma_3 - \sigma_i$ et $S_1 + S_2 + S_3 = 0$.

$$\vec{T} = \begin{pmatrix} \sigma_i & & \\ & \sigma_i & \\ & & \sigma_i \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} S_1 & & \\ & S_2 & \\ & & S_3 \end{pmatrix}$$

Fraction isotrope Déviateur Trace nulle

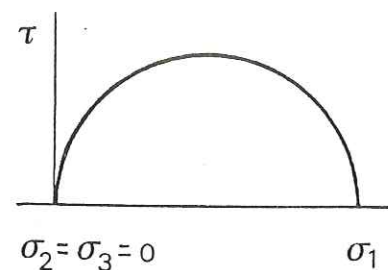
ou
Fraction déviatorique : ellipsoïde imaginaire

Principaux "types" d'état de contrainte.

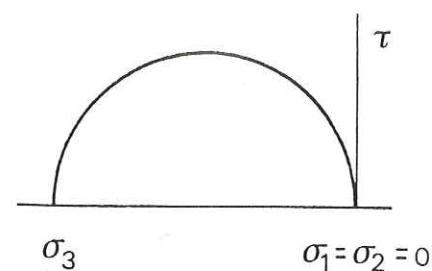
- Si $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, les contraintes qui s'exercent en un point sur des surfaces d'orientation quelconque sont égales et toujours perpendiculaires à ces surfaces. L'ellipsoïde des contraintes est alors une sphère et l'état de contrainte est qualifié d'isotrope.

- Si deux des contraintes principales sont nulles, l'état de

contrainte est dit uniaxial et correspond soit à une compression à l'air libre, soit à une traction à l'air libre.

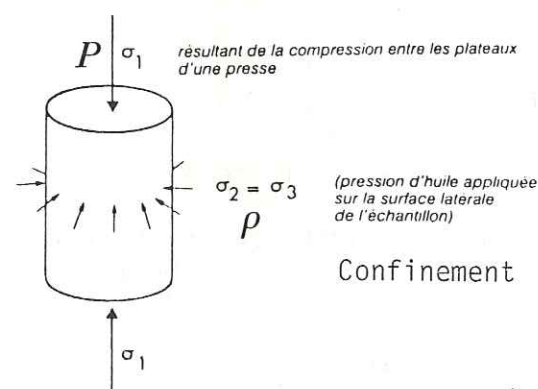


Compression

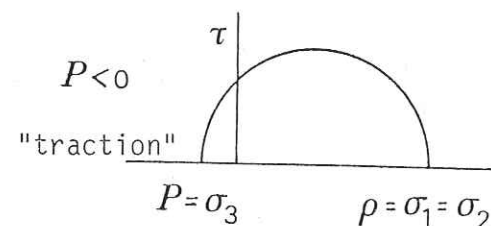
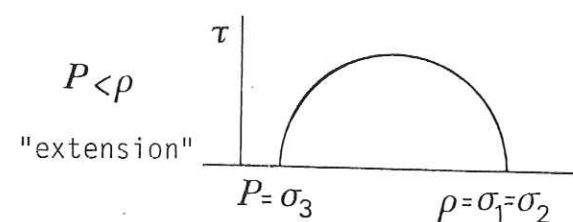
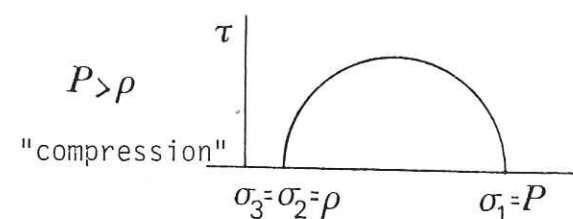


Traction

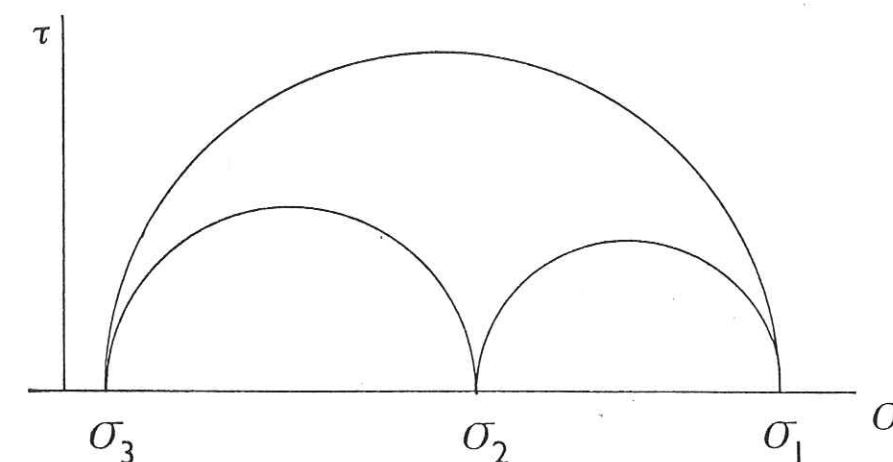
- Lorsque deux des contraintes principales sont égales, on a une symétrie de révolution de l'ellipsoïde des contraintes autour d'un axe parallèle à la troisième contrainte principale. C'est le cas dans les cellules en laboratoire pour les essais dits de compression "triaxiale". On a alors $\sigma_2 = \sigma_3$.



— Schema de principe de l'essai triaxial.



- Dans le cas le plus général, on a $\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3$ (Triaxial vrai). On ne sait pas le fabriquer artificiellement alors que dans la nature c'est le cas le plus fréquent.



Les hypothèses de base pour la détermination du tenseur de contraintes.

La détermination d'un tenseur de contraintes qui explique les stries d'une population de failles nécessite d'admettre que le champ de contrainte est homogène dans le volume rocheux considéré et que la strie sur chaque plan de faille représente bien la direction de la contrainte tangentielle sur ce plan. Ceci implique qu'il n'y ait pas de mouvements guidés ou de rotation rigide de blocs. Les différents sites microtectoniques étudiés montrent que d'une façon générale il n'y a pas ou peu de stries courbes, ce qui élimine le problème de rotation, et que la mesure des stries sur des plans parallèles montrent une bonne homogénéité au niveau de leur orientation.

Le mouvement aura lieu sur une faille lorsque la contrainte tangentielle résolue sur le plan dépassera le seuil de friction. Ce glissement peut se faire soit progressivement ("Creep"), soit par à-coups ("Stick-slip faults"); dans ce dernier cas, le mouvement engendre un séisme (MATTAUER et al., 1980). Nous allons voir plus loin (§2.4.) que ces types de glissement se traduisent au niveau des galets par des déformations de types différents.

Rapport des contraintes et relation avec la strie.

BOTT (1959) montre :

- d'une part, que la position de la strie sur un plan de faille dépend de l'orientation de ce plan par rapport aux directions principales des contraintes ;

- et d'autre part, que l'on obtient, avec des axes principaux fixes, toutes les directions de glissement que sont les stries, sur un même plan de faille, en faisant varier uniquement les grandeurs relatives des contraintes principales.

On peut donc caractériser la fraction deviatorique du tenseur des contraintes par l'intermédiaire d'un rapport de "différence des contraintes principales" R :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

tel que $0 \leq R \leq 1$

et orienter les axes principaux du tenseur, en azimut et pendage, à l'aide des angles d'Euler (ψ, θ, ϕ).

La valeur du rapport permet notamment d'apprécier la forme de l'ellipsoïde de déformation finie :

- quand $R = 0$ $\sigma_2 = \sigma_3$
- quand $0 < R < 0.5$ il y a raccourcissement selon σ_1 et extension selon σ_2 et σ_3 ,
- quand $R = 0.5$ il n'y a pas de déformation dans la direction de σ_2 ,
- quand $0.5 < R < 1$ il y a raccourcissement selon σ_1 et σ_2 et allongement selon σ_3 ,
- quand $R = 1$ $\sigma_2 = \sigma_1$.

Réciproquement, on peut, en mesurant une population de plans striés, retrouver le tenseur de contraintes qui est à leur origine par résolution d'un problème inverse (CAREY, 1976 ; ETCHECOPAR et al., 1981 ; ARMIJO et al., 1982). D'autres méthodes de calcul, manuelle (ARTHAUD, 1969) ou automatique (ANGELIER et al., 1978) ont été proposées. Pour notre part, nous avons utilisé deux méthodes d'analyse microtectonique, l'une manuelle (automatisée par ETCHECOPAR, 1984) suffisante pour les cas de tectonique monophasée, l'autre automatique (ETCHECOPAR et al., 1981) indispensable pour les cas polyphasés.

I.2.3. Les méthodes d'analyse microtectonique utilisées pour déterminer le(s) tenseur(s) de contraintes.

Dans tous les cas, un nombre important de mesures de plans

striés est nécessaire afin de posséder un support solide pour l'analyse graphique et statistique de ces données.

a) La méthode manuelle des contraintes optimales. (ETCHECOPAR A., 1984)

Nous avons vu que la position de la strie sur un plan de faille dépend des quatre paramètres (ψ, θ, ϕ, R), ce qui explique que les méthodes graphiques, nécessairement limitées à trois dimensions, ne peuvent être qu'approximatives. Néanmoins, il est possible d'admettre, pour un tenseur donné, que toutes les orientations (direction et pendage) de plans de failles ne sont pas équivalentes pour engendrer un glissement, mais qu'il existe une position optimale pour que celui-ci se produise. En effet, de multiples observations et expériences en laboratoire ont permis d'établir la position optimale d'un plan de faille par rapport au tenseur de contraintes pour qu'ait lieu le glissement : cette position est la suivante :

- la contrainte intermédiaire σ_2 est contenue dans le plan de faille et est perpendiculaire à la strie ;

- la contrainte maximale σ_1 fait un angle de 30° avec la strie et se trouve contenue dans le plan perpendiculaire au plan de faille passant par la strie (plan de mouvement) ;

- la contrainte minimale σ_3 fait un angle de 60° avec la strie et se trouve contenue dans le plan de mouvement.

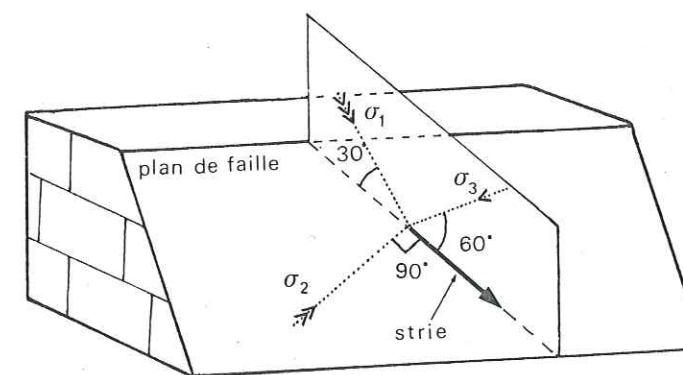
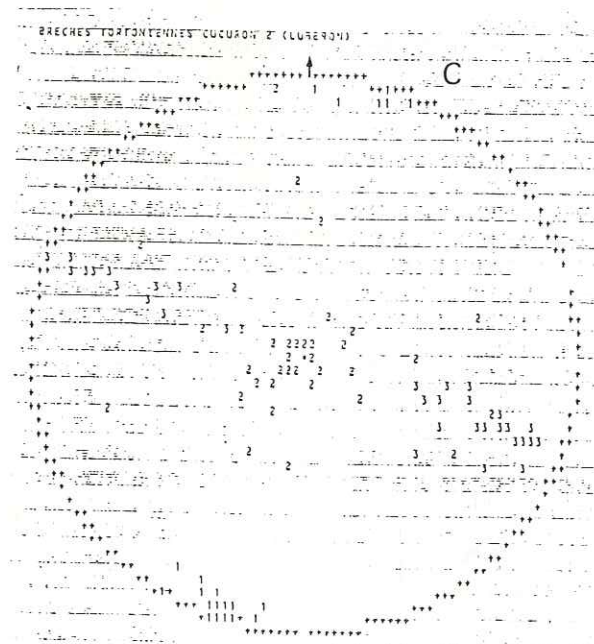
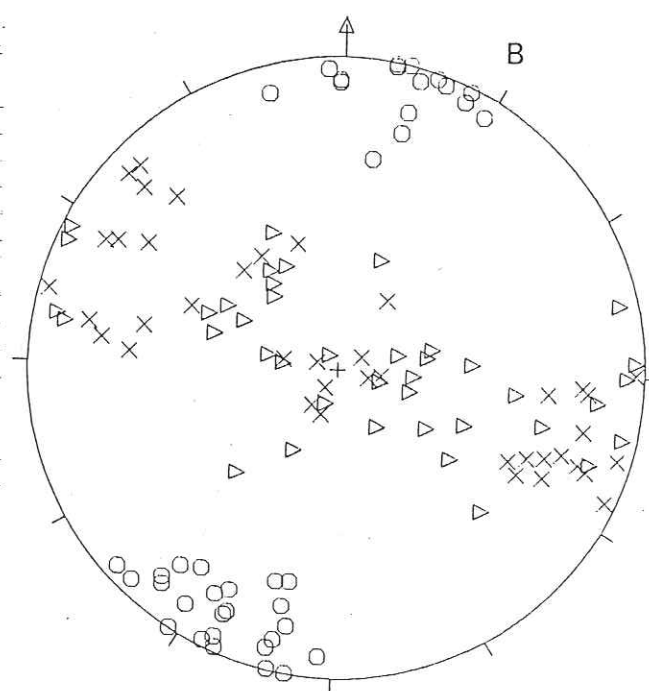
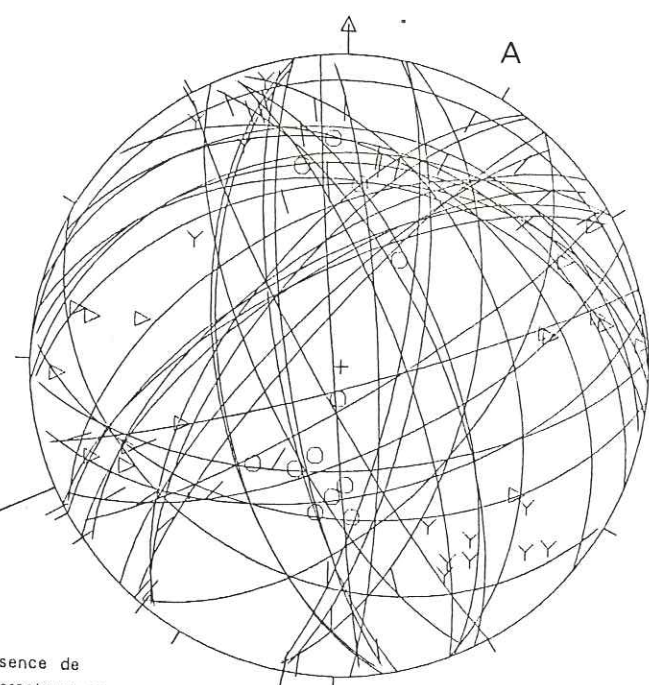
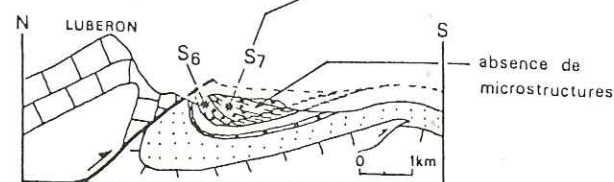
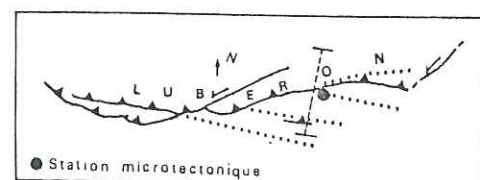


FIG. 3

Station microtectonique de Cucuron (Lubéron)



Cette relation entre les contraintes principales, le plan de faille et sa strie n'est pas souvent réalisée pour un plan pris au hasard dans la nature, mais on admet que ces conditions représentent une moyenne sur un ensemble de plans mesurés dans un volume rocheux calcaire.

Cette méthode d'analyse s'inspire des principes de la méthode graphique de F. ARTHAUD (1969). Une procédure de tracé automatique mise au point par A. ETCHECOPAR (1984) permet :

- la projection stéréographique sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) des directions principales de contraintes du tenseur optimum relatif à chaque strie ;

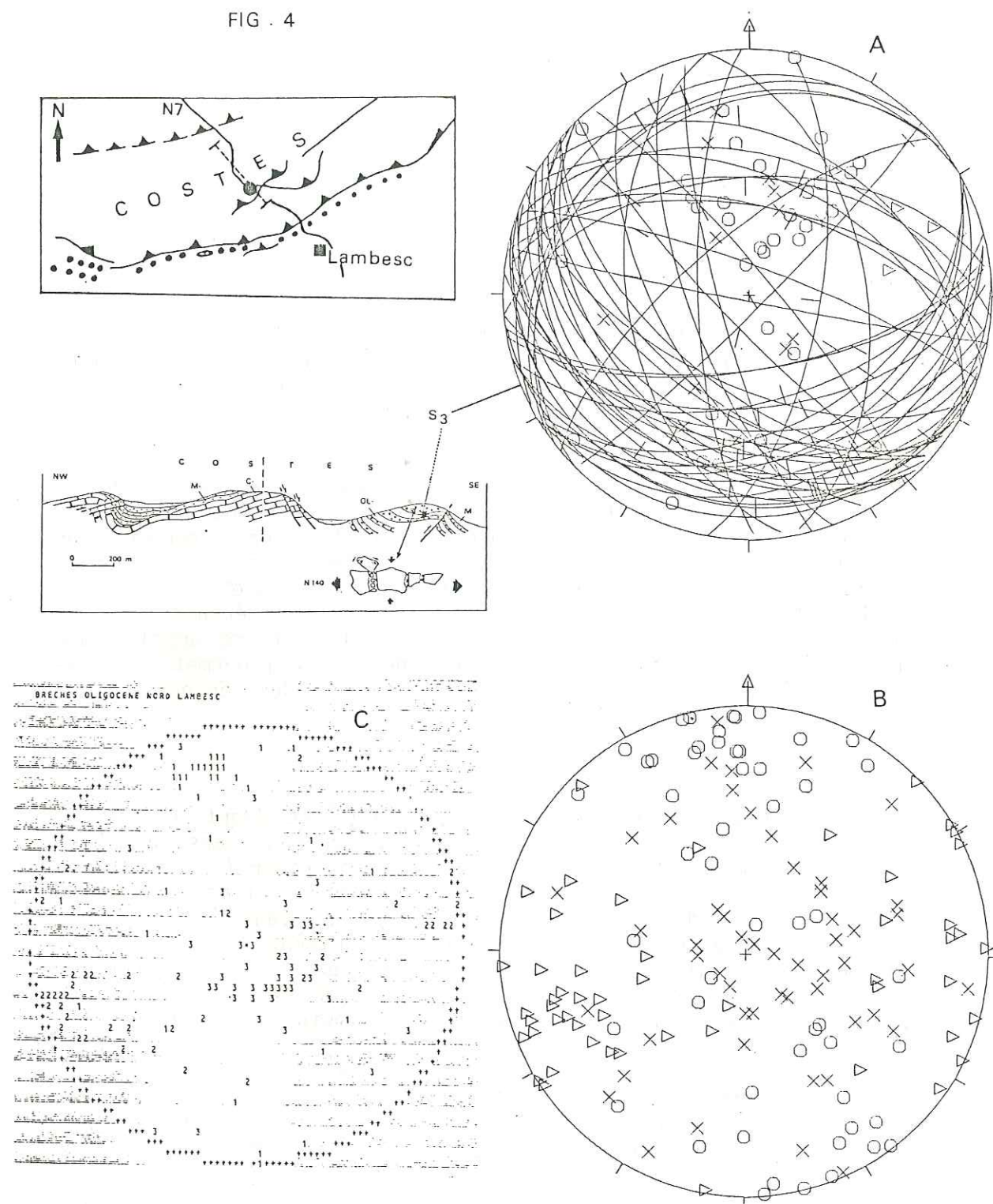
- la projection stéréographique sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) des directions de stries portées par les plans de microfailles et de leurs pôles, donnant une bonne image du type et de la géométrie de la fracturation.

Deux exemples vont nous permettre de définir les cas favorables pour l'application de cette méthode. Nous allons voir dans un premier exemple (cas du Lubéron : épisode tectonique monophasé) que cette méthode est suffisante et fiable pour déterminer un tenseur de contraintes, et, dans un deuxième exemple (cas de la chaîne des Côtes : épisodes tectoniques "polyphasés"), que cette méthode n'est pas suffisante pour séparer les différents tenseurs de contraintes. Dans ce deuxième cas, il faut faire appel à une méthode de traitement automatique des données qui permet de séparer les plans striés qui correspondent à chacun des tenseurs.

Exemple du Lubéron (Figure 3)

La station microtectonique S6 est située en avant du chevauchement du Lubéron au Nord du village de Cucuron, dans des "brèches" d'âge Tortonien supérieur-Messinien inférieur (-8.5 à -6 MA) (CLAUZON G., 1982). L'étude de la coupe montre qu'il y a plissement synsédimentaire de la formation bréchique en avant des calcaires Crétacé qui chevauchent la formation tortonienne. Cette activité tectonique fini-miocène apparaît donc continue, ce qui est confirmé par l'analyse microtectonique. En effet, dès que l'on s'éloigne du contact chevauchant, à moins d'un kilomètre, les microstructures imprimées sur les galets disparaissent, ce qui tendrait à confirmer la contemporanéité de l'activité chevauchante avec la naissance des microstructures. Le report sur canevas de Schmidt des axes de contraintes optimales de chaque plan strié mesuré (40 mesures) donne un bon regroupement des axes σ_1 autour d'une position N020 compatible avec la direction de raccourcissement déduite de l'axe du pli (Cf. figure 3). Nous voyons que tous les plans striés, répartis dans tout l'espace, ont fonctionné avec une seule direction de contrainte horizontale σ_1 moyenne. Ce cas correspond donc à une tectonique monophasée "idéale" où tous les glissements sans exception s'expliquent indépendamment par

FIG. 4



le calcul des tenseurs relatifs à chaque strie ou par un tenseur moyen expliquant le fonctionnement de toutes les stries. De plus nous observons que les contraintes optimales σ_2 et σ_3 se répartissent sur une guirlande, ce qui nous donne une information sur le rapport R, nécessairement proche de 0 pour expliquer des σ_2 mélangés au σ_3 .

Le traitement de ces données par la méthode automatique confirme ces résultats puisqu'il nous donne une direction pour σ_1 N198 \pm 10° et un pendage de 3.3°, pour un rapport R d'une valeur de 0.09 \pm 0.07 (figure 3).

Dans ce cas de tectonique monophasée, l'utilisation de la méthode manuelle des contraintes optimales est satisfaisante et l'utilisation de la deuxième méthode (dont nous allons voir le fonctionnement avec le deuxième exemple) ne nous apporte qu'une confirmation de la première. Ceci montre l'excellente convergence et fiabilité des deux méthodes d'analyse microtectonique.

Exemple de la chaîne des Côtes (figure 4)

La station microtectonique S3 est située dans la partie centrale de la chaîne des Côtes en bordure de la N7 au Nord de Lambesc. Les mesures ont été effectuées dans un conglomérat d'âge Oligocène qui chevauche des grès et sables d'âge Miocène vers le Sud-Est. Ce conglomérat, constitué comme précédemment de galets calcaires, est assimilé à un milieu idéalement préfracturé. La connaissance du contexte tectonique régional (distension Oligocène et compression fini-Miocène) associée au relevé de la coupe, nous permet de penser que nous allons trouver deux types de microstructures, les unes de type distensif, les autres de type compressif. En effet, à proximité du contact chevauchant, les galets sont impressionnés essentiellement par des microstructures de type compressif. En arrière, on relève principalement des microstructures de type distensif associées à une fracturation verticale des galets de direction moyenne N040 leur donnant un allongement horizontal de direction N140.

Le report des contraintes optimales sur canevas de Schmidt des 53 microplans striés mesurés, montre une répartition des axes σ_1 sur toute la surface du cercle de projection (Cf. Figure 4). Ceci indique que le cas n'est pas monophasé. On distingue une légère concentration des axes σ_1 horizontaux suivant une direction moyenne N160 qui peut être mise en relation avec les microstructures compressives. Apparemment, il n'y a pas de regroupement des axes σ_1 autour de l'axe vertical du cercle de projection.

Dans ce cas là, la méthode de projection des contraintes optimales n'est pas suffisante pour permettre la distinction précise de plusieurs tenseurs moyens de contraintes ou même d'un seul tenseur. Il faut donc faire appel à la méthode de traitement automatique des données (ETCHECOPAR et al., 1981) dont le principe est de calculer un ou plusieurs tenseurs de contraintes expliquant simultanément une population de plans striés et non plus chaque plan de faille séparément.

SYMBOLES UTILISES

- Axes des tenseurs optima correspondant à chaque strie : **A**
- σ_1 Contrainte Maximale
 - ▷ σ_2 Contrainte Intermediaire
 - × σ_3 Contrainte Minimale

- Poles des plans de failles et microfailles : **B**
- Inverses
 - ▷ Decrochantes dextres
 - × Normales
 - Y Decrochantes senestres

NOTICE

- A** = Projection sur stéréogramme de Schmidt des directions principales de contraintes du tenseur optima relatif à chaque strie.
- B** = Projection sur stéréogramme de Schmidt des directions de stries associées au plan de failles et microfailles et de leurs pôles, montrant la répartition de la fracturation.
- C** = Projection sur stéréogramme de Schmidt des directions principales du tenseur moyen des contraintes calculé par sélections successives et optimales des stries et aussi proche que possible des tenseurs de contraintes relatif à chaque strie.

N.B. : A Montpellier la projection sur stéréogramme de Schmidt se fait dans la demi-sphère inférieure.

b) La méthode automatique.
(ETCHECOPAR et al., 1981)

Nous avons vu qu'il est possible d'admettre que la strie sur un plan de faille rend compte de la direction de la contrainte tangentielle appliquée sur ce plan au cours d'un épisode tectonique caractérisé par un tenseur T . La position de la strie sur ce plan dépend des quatre paramètres (ψ, θ, φ, R) ce qui impose de connaître au minimum 4 plans striés idéalement pour définir le tenseur correspondant.

Fonctionnement.

On cherche, par une méthode utilisant successivement un tirage au hasard, une méthodologie de problème inverse, et enfin un algorithme de programmation linéaire, le tenseur T_0 tel que la somme des carrés des écarts entre les stries réelles et les contraintes tangentielles calculées soit minimum.

Si la population de failles ou microfailles mesurée est constituée de plusieurs générations de stries correspondant à divers épisodes tectoniques, le cas est polyphasé. Le tenseur de contraintes calculé n'est pas satisfaisant, ce qui se traduit notamment par des écarts importants entre stries réelles et stries calculées.

Dans ce cas, le tenseur ne peut expliquer l'ensemble des stries mesurées et l'on cherche alors le tenseur capable d'en expliquer le plus grand nombre. Pour cela, on procède par essais-erreurs en faisant varier le pourcentage de stries à considérer. Chaque pourcentage choisi, l'algorithme détermine les n stries correspondant au tenseur tel que la somme des écarts entre stries théoriques et stries réelles soit minimum.

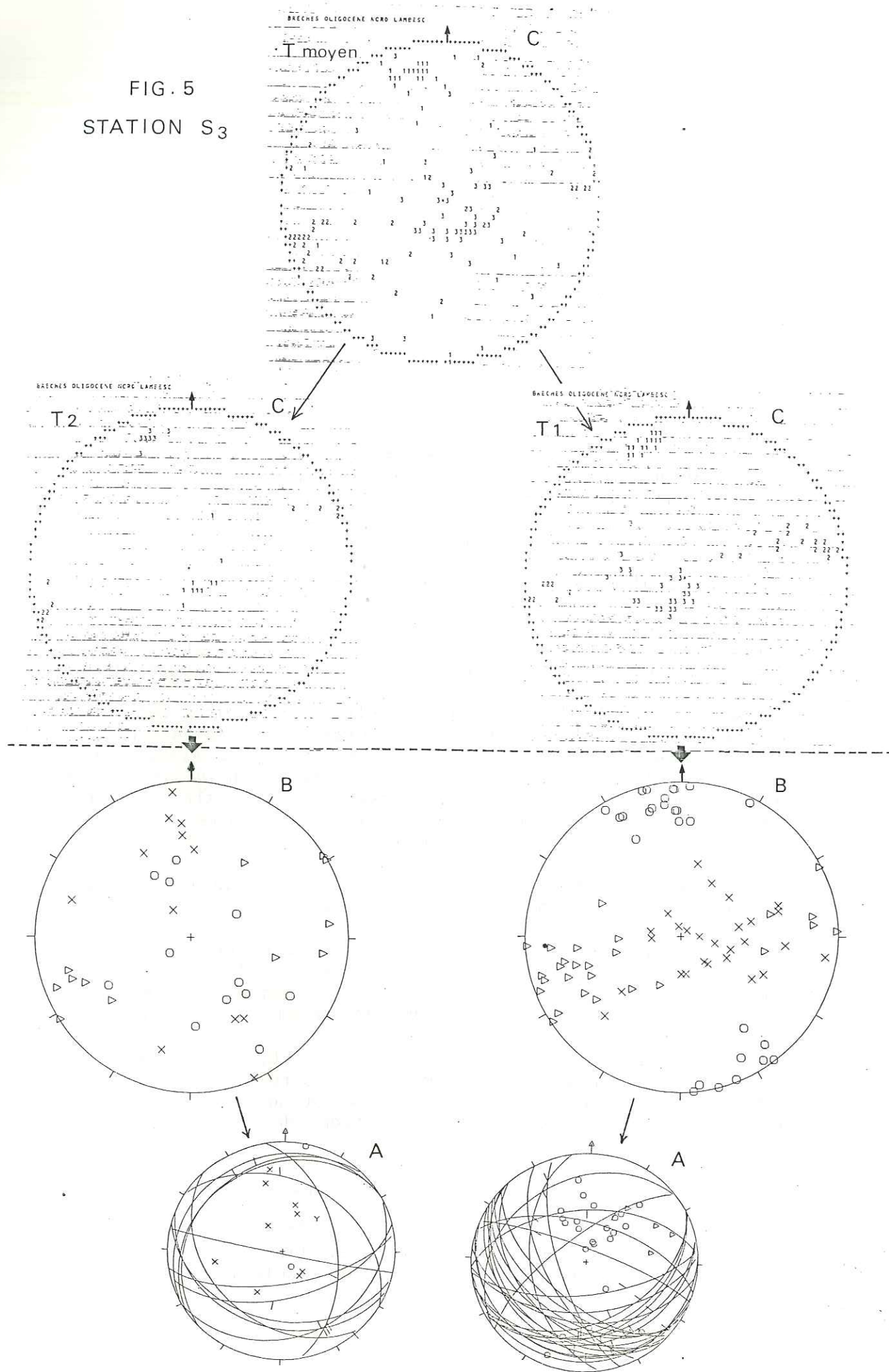
On procède à plusieurs essais pour une même valeur de n , en modifiant les tirages au hasard initiaux.

- Si le pourcentage choisi est trop faible, on constate que les solutions finales sont instables selon le tirage au hasard initial, et que certaines données ne sont pas prises en compte bien que leurs écarts théoriques avec le tenseur soient faibles.

- Si le pourcentage choisi est trop fort, l'histogramme de fréquence des écarts angulaires entre stries réelles et théoriques est aplati et peut présenter des pics secondaires. La solution finale n'a aucune réalité car elle intègre des données relatives à plusieurs tenseurs.

On admet que le pourcentage choisi est optimum quand un maximum de stries sont prises en compte avec des écarts entre stries réelles et théoriques les plus faibles possibles (ce qui se traduit par un pic net au niveau de la représentation sur l'histogramme de fréquence) et quand la solution est stable quelque soit le

FIG. 5
STATION S₃



tirage au hasard initial du tenseur.

Ce pic représente les no stries qui vont être retirées de l'ensemble des données afin de déterminer le premier tenseur moyen des contraintes correspondant à un épisode (phase) tectonique.

Détermination d'une ou plusieurs autres phases.

Lorsque ces no stries sont retirées, le processus est réitéré jusqu'à épuisement du nombre N des stries mesurées.

Il faut noter qu'un petit nombre de stries ne s'incorpore à aucun tenseur et participe ainsi à la formation d'un "résidu" dont la genèse a plusieurs causes (erreurs de mesures, rotation de blocs ...).

L'application de cette méthode nous permet de séparer les microplans striés de la station S₃ en deux populations de microfailles correspondant aux deux tenseurs de contrainte suivant (figure 5) :

- un tenseur T1 défini par :

$$\sigma_1 \begin{matrix} 343 \\ 13 \end{matrix}, \sigma_2 \begin{matrix} 076 \\ 10 \end{matrix}, \sigma_3 \begin{matrix} 342 \\ 73 \end{matrix}$$

avec $R = 0.12 \pm 0.23$, lié aux microstructures inverses,

- un tenseur T2 défini par :

$$\sigma_1 \begin{matrix} 148 \\ 76 \end{matrix}, \sigma_2 \begin{matrix} 251 \\ 03 \end{matrix}, \sigma_3 \begin{matrix} 342 \\ 13 \end{matrix}$$

avec $R = 0.76 \pm 0.16$, lié aux microstructures normales.

Le premier tenseur est en relation avec la compression post-miocène amenant le conglomérat oligocène sur les formations détritiques miocènes. Le deuxième peut être corrélé avec la phase d'extension oligocène. La direction de σ_3 N150 est proche et donc compatible avec la direction d'extension déduite des fentes affectant certains galets (N140).

Ces deux tenseurs clairement définis montrent le pouvoir de résolution supérieur de cette méthode par rapport à la précédente dans un cas de tectonique polyphasée.

Pour confirmer le bon accord entre les deux méthodes, on peut appliquer à nouveau à chaque population de failles sélectionnées la méthode des contraintes optimales (Cf. figure 5). La première population de failles correspondant au tenseur T1 donne un bon regroupement des axes de contraintes optimales horizontales σ_1 relatif à chaque strie, autour d'une direction N340, direction

identique à celle trouvée par la méthode automatique.

La répartition des axes optimaux σ_2 et σ_3 montre également une bonne correspondance avec celle obtenue par la méthode automatique. On retombe donc sur l'exemple précédent d'épisode tectonique monophasé où l'application de la méthode des contraintes optimales dans ce cas est très satisfaisante.

En ce qui concerne la deuxième population de microfailles correspondant au tenseur T2, il y a une corrélation relativement bonne au niveau de la localisation des axes optimum σ_2 et σ_3 . Mais la répartition des axes de contraintes optimales σ_1 relative à chaque strie apparaît dispersée et on peut difficilement définir une position moyenne de la contrainte σ_1 , expliquant l'ensemble des stries, comme nous l'avons déterminé par la méthode automatique. Ceci peut être dû à la faible inclinaison des plans de microfailles normales qui entraîne forcément une forte inclinaison des axes σ_1 puisque l'angle que fait le plan de faille avec l'axe σ_1 correspond à une valeur imposée de 30° . Dans ce cas là, l'angle défini précédemment entre plan de faille et axe σ_1 du tenseur n'apparaît pas comme le plus satisfaisant, il faut certainement envisager un angle plus important.

Les limites générales de cette méthode.

Dans les différentes stations traitées, les résultats obtenus sont globalement satisfaisants. Néanmoins, certaines limites sont apparues :

- le nombre de mesures par station n'est pas toujours suffisant car il est fonction :

- . de la lithologie des terrains : sables, grès et tufs ne conservent pas ou mal les stries.
- . des conditions d'affleurement.

- l'orientation des microfailles dans un volume rocheux n'est pas toujours aléatoire.

Dans notre cas, il faut préciser que l'essentiel des mesures a été effectué dans des volumes conglomératiques. Nous avons pu constater que toutes les dispositions de plans ou microplans sur galets étaient représentées et qu'ainsi la répartition des plans pouvait être considérée comme aléatoire (Cf. § 5.1.).

- Il peut exister des rotations de blocs ou de galets les uns par rapport aux autres. Ces stries ne sont en général pas traitées et participent aux résidus de stries existant dans chaque station.

- Il peut exister une déformation plastique associée aux failles qui fausse l'analyse (CAREY E., 1976).

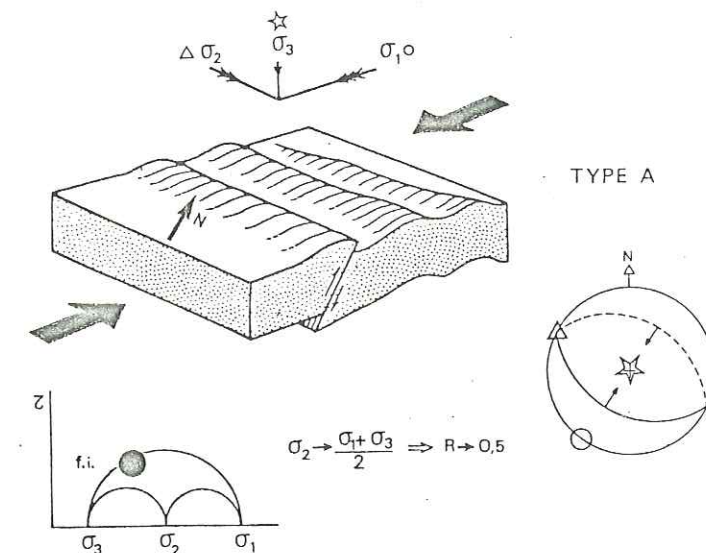


FIGURE 6a : Déformation compressive.

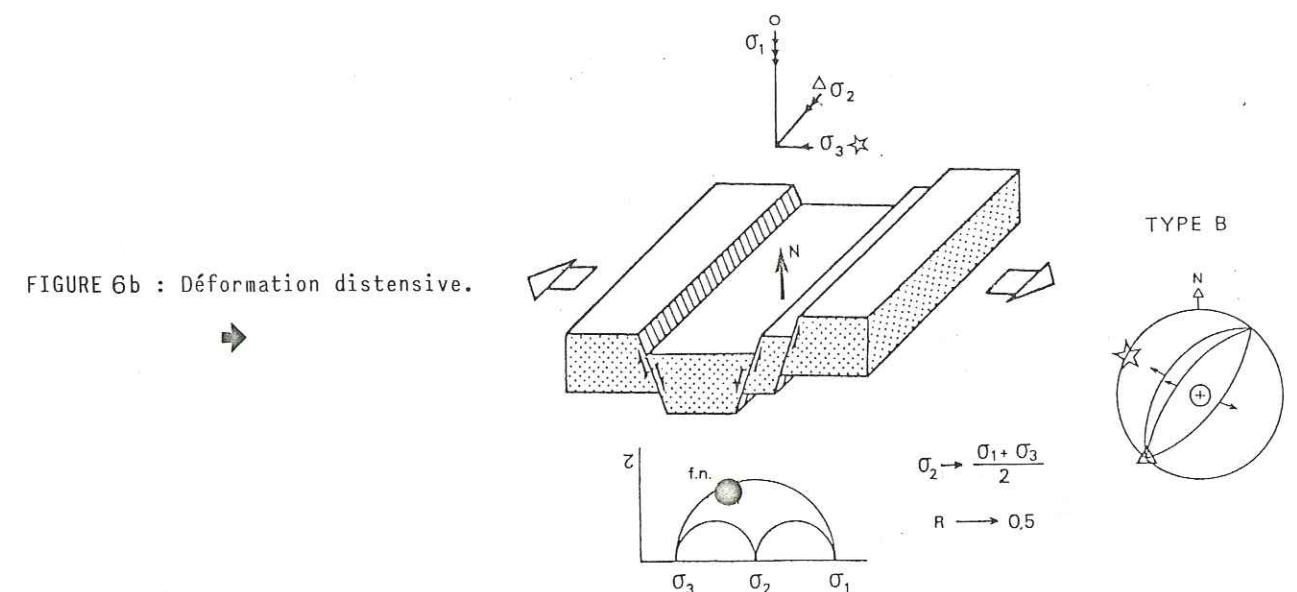


FIGURE 6b : Déformation distensive.

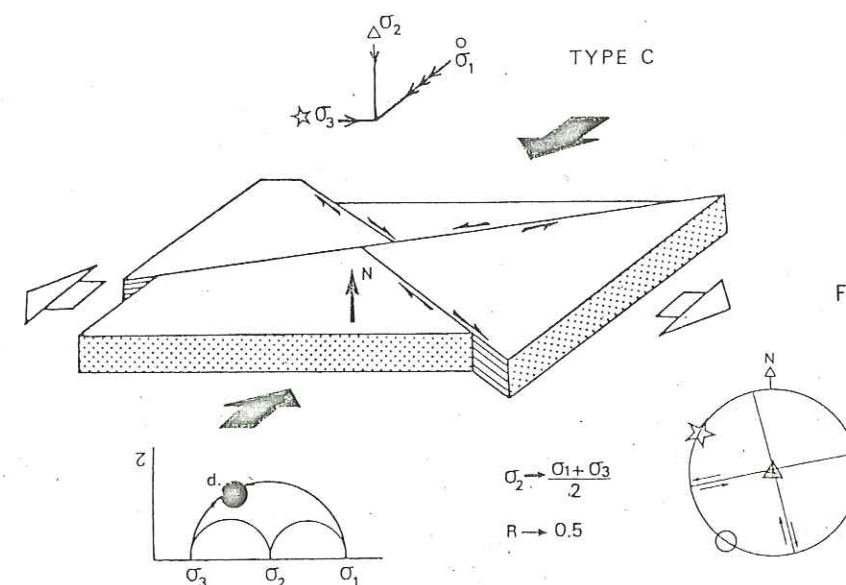


FIGURE 6c : Déformation décrochante.

FIGURE 6d : Déformation décrochante compressive.

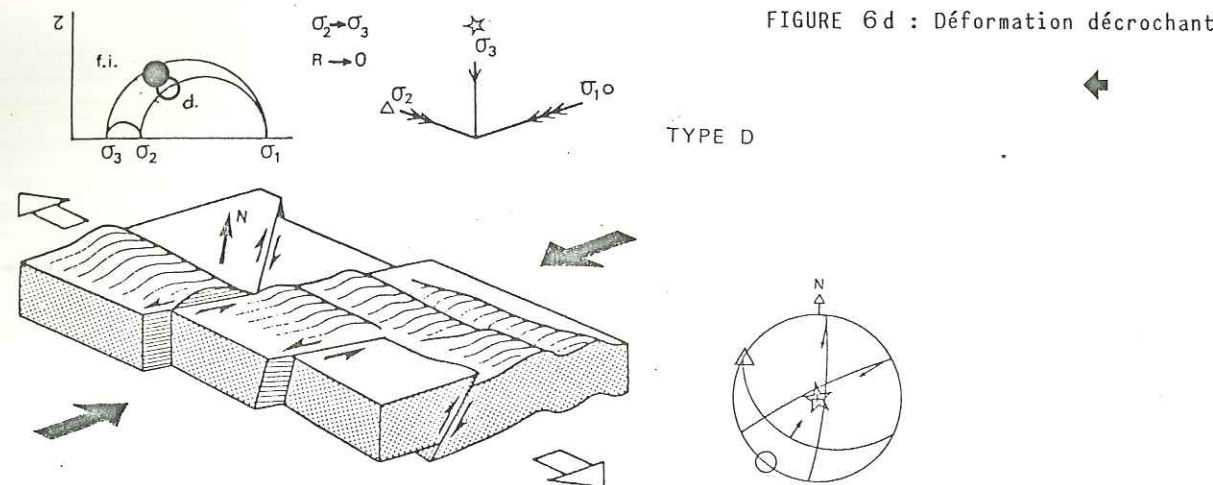


FIGURE 6e : Déformation décrochante distensive.

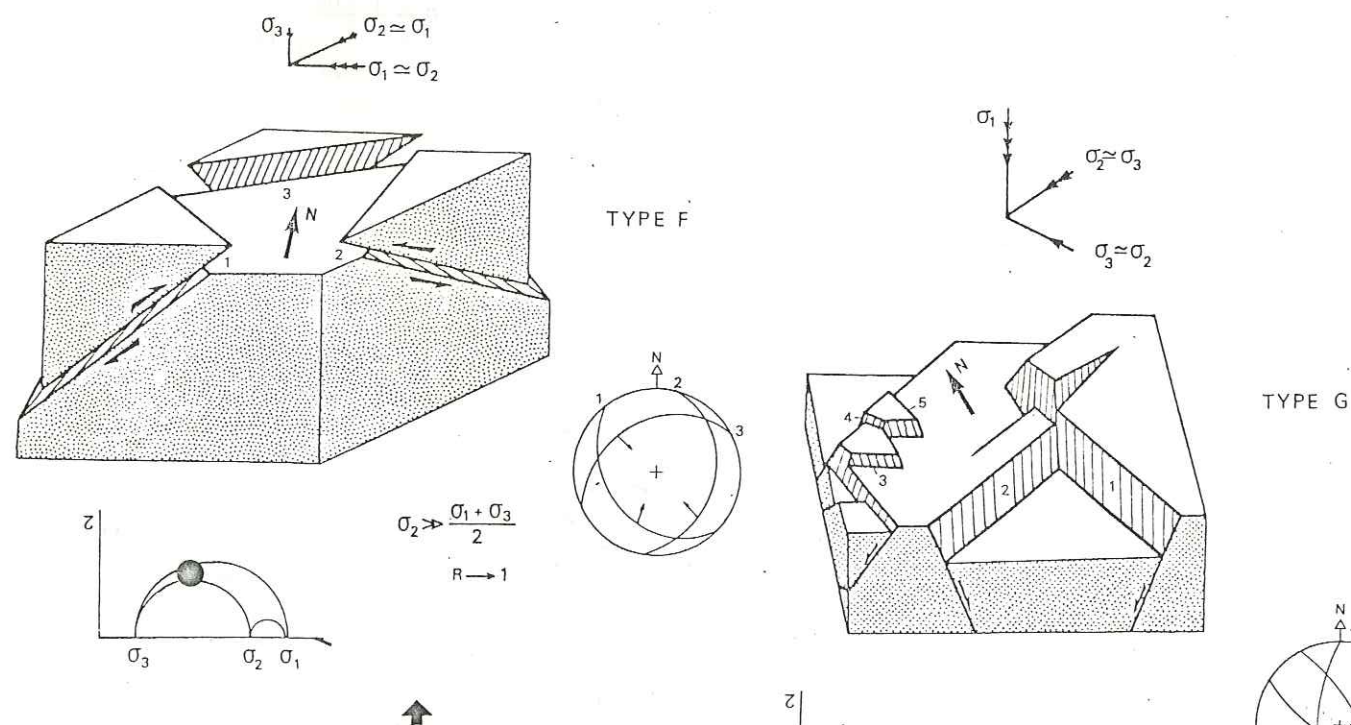
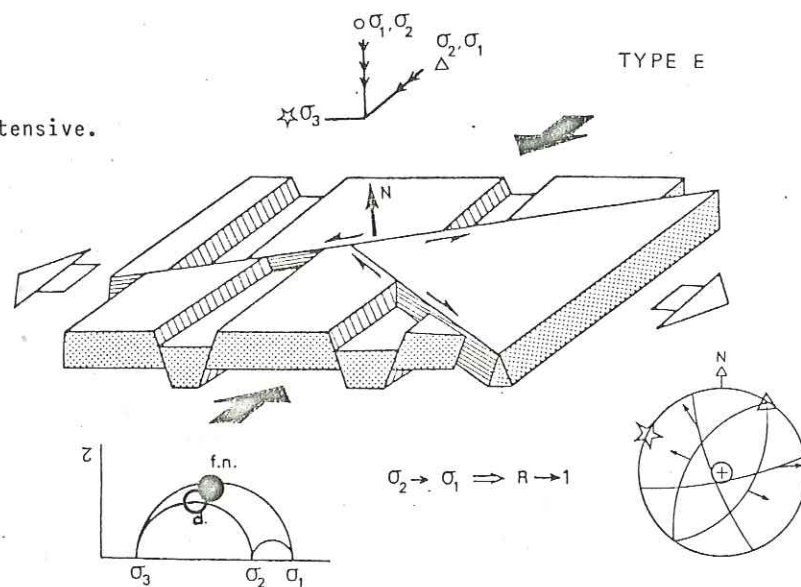


FIGURE 6f : Déformation constrictive.

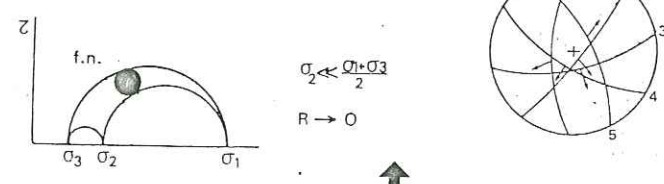


FIGURE 6g : Déformation à extension radiale.

Les résultats.

Postérieurement à l'étude structurale d'une région affectée par un ou plusieurs épisodes tectoniques, cette méthode permet d'affiner, de confirmer et de visualiser différemment les résultats par l'étude des relations contraintes-déformations (MATTAUER et al., 1980).

En effet, cette méthode permet :

- dans le cas de tectoniques cassantes polyphasées, de séparer les plans striés appartenant à chaque phase, de calculer et de représenter par projection stéréographique sur canevas de Schmidt (hémisphère inférieur), les directions principales des tenseurs moyens de contraintes.

- d'avoir un contrôle sur la validité du calcul du tenseur à l'aide d'un histogramme de fréquence représentatif des écarts entre stries théoriques et stries réelles.

- de visualiser par la représentation sur cercle de MOHR, la position des différents types de plan de failles par rapport aux axes de contraintes principales. Ceci permet de contrôler les hypothèses de base sur l'évaluation des seuils de rupture définis empiriquement dans la méthode manuelle.

- de définir un rapport de contrainte $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$. Chaque valeur de ce rapport correspond à un type de déformation. Il permet donc de contrôler à l'échelle microtectonique les évolutions possibles, des types de déformation, dans le temps et dans l'espace.

Ces différents paramètres et leur représentation vont permettre de caractériser plusieurs types de déformation dont les cas théoriques sont représentés par les schémas suivants (figures 6a, 6b, 6c).

- a Déformation compressive : Type A
- b Déformation distensive : Type B
- c Déformation décrochante : Type C

Ces différents types de déformation peuvent s'associer dans des proportions diverses (figures 6d, 6e). On peut avoir par exemple une association de failles inverses et de décrochements (Déformation décrochante compressive : type D) ou de failles normales et de décrochements (Déformation décrochante distensive : type E), etc.

Deux cas particuliers sont à signaler (Figures 6f, 6g) :

- f La déformation constrictive : Type F
- g La déformation à extension radiale : Type G.

Ces cas intermédiaires de déformation se traduiront notamment au niveau de l'analyse microtectonique par des variations du rapport R.

Problèmes d'interprétation des résultats.

a) Problème de chronologie.

Dans aucun cas cette méthode ne permet d'établir une chronologie absolue des événements tectoniques.

Les observations de plan de failles sur le terrain, ou en laboratoire après prélèvements d'échantillon, permettent parfois de déterminer plusieurs générations de stries qui aboutiront, en association avec une étude régionale des différentes structures tectoniques, à l'établissement d'une chronologie des événements.

Toutefois, si un plan de faille possède plusieurs stries qui se recoupent, cette méthodologie microtectonique aboutira à l'attribution des différentes stries à différents tenseurs. La numérotation de ces stries permettra alors d'établir une chronologie relative de ces tenseurs moyens de contraintes.

b) Problèmes de rotation.

Plusieurs types de rotation sont à considérer :

- 1) La rotation du champ de contraintes local au cours du temps,
- 2) La déviation du champ de contraintes aux abords des grands accidents tectoniques :
 - . chevauchement,
 - . décrochement.
- 3) La rotation des différentes couches de terrain considérées :
 - . rotation post-tectonique,
 - . rotation syntectonique.
- 4) La rotation des éléments à l'intérieur d'un même strate.

Ces problèmes de rotation seront traités dans les paragraphes II.4.1. et II.5.3.

Conclusion

Ces différentes méthodes d'analyse des structures et des microstructures vont nous permettre de caractériser à différentes échelles, locale et régionale, le(s) type(s) de déformation qui se sont succédés, au cours des dix derniers millions d'années en Provence, de construire les trajectoires de contraintes et de caractériser l'état de contraintes à l'origine de ces déformations et des mouvements sur les accidents tectoniques majeurs.

CHAPITRE II

LA TECTONIQUE RECENTE DE LA PROVENCE OCCIDENTALE

- PLAN -

	Pages
INTRODUCTION	45
II.1. CADRE STRUCTURAL DE LA TECTONIQUE POST-OLIGOCENE EN PROVENCE ET DANS LE DOMAINE SUBALPIN	46
II.1.1. Définition des domaines structuraux	46
II.1.2. Chronologie des déformations	46
II.1.3. Les caractères de la tectonique plio-pléisto- cène le long du front subalpin occidental	50
II.2. REPARTITION SPATIALE DE LA MICROFRACTURATION EN PRO- VENCE OCCIDENTALE	54
II.3. ANALYSE GEOMETRIQUE, DYNAMIQUE ET CHRONOLOGIQUE DE LA FRACTURATION A L'ECHELLE REGIONALE EN PROVENCE	54
II.3.1. Les relations directionnelles	54
II.3.2. Les relations dynamiques	60
II.3.3. Chronologie des déformations déduite des mégas- tructures et des microstructures	64
II.4. ANALYSE GEOMETRIQUE ET DYNAMIQUE DE LA MICROFRACTURA- TION A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT	68
II.4.1. La microdéformation des galets loin des plans de failles : la déformation continue	68
II.4.2. La microdéformation des galets à proximité des plans de faille : la déformation cassante .	72
- Les galets constitutifs du plan de faille ...	72
- Les galets extérieurs au plan de faille	77
II.5. ANALYSE DES TENSEURS DE CONTRAINTES DEDUITS DES ME- THODES D'ANALYSE MICROTECTONIQUE	78
II.5.1. Les caractéristiques des tenseurs de contrain- tes ponctuels et leurs relations avec les accidents tectoniques majeurs	78
II.5.2. Reconstitution des trajectoires de contraintes horizontales maximales à différentes époques ..	82
- Au Mio-Pliocène	
- Au Quaternaire actuel	
II.5.3. Les relations géométriques entre trajectoires de contraintes (σ_1) et accidents tectoniques .	82
. Les déviations locales dues à la géométrie de l'accident tectonique	85
- Les déviations dans le plan horizontal	85
- Les déviations dans le plan vertical	85
. Les déviations en relation avec les change- ments d'épisodes tectoniques	87
II.6. COMPARAISON TECTONIQUE RECENTE, MESURES DE NIVEL- LEMENT	91
II.6.1. Principe de la méthode	91
II.6.2. Les mouvements verticaux et leurs relations avec la déformation récente	91

II.7. ANALYSE DU RELIEF PAR LISSAGE DES COURBES DE NIVEAU ...	93
II.7.1. Les relations entre l'intensité de la déformation et le relief	93
II.7.2. Les relations entre les accidents tectoniques et le relief	95

INTRODUCTION

Depuis l'Oligocène différents types de déformation se sont succédés dans le domaine subalpin et provençal. Alors que les Alpes méridionales externes étaient soumises à un régime compressif, une distention intracontinentale généralisée s'étendait dans toute la Provence et le Languedoc.

Au Miocène le domaine en compression, limité jusque là au domaine subalpin interne, migre vers l'Ouest, le Sud-Ouest et le Sud en direction de la Provence.

Au fini-Miocène Pliocène, ce régime compressif s'intensifie et couvre presque tout le domaine provençal.

Cette extension (du domaine compressif) gagne, au Pleistocène, toute la Provence ainsi que le Languedoc et paraît se poursuivre jusqu'à nos jours (COMBES P., 1981).

Ces déformations compressives, qui ont laissé des traces au niveau des structures et des microstructures tectoniques, vont nous permettre de les caractériser et d'esquisser les paléocontraintes ainsi que les directions de contraintes actuelles.

Enfin, nous essayerons de voir comment se traduisent ces déformations au niveau des mouvements actuels et du relief.

II.1. CADRE STRUCTURAL DE LA TECTONIQUE POST-OLIGOCENE EN PROVENCE ET DANS LE DOMAINE SUBALPIN.

II.1.1. Définition des domaines structuraux.

Les différents types de structures tectoniques permettent de distinguer plusieurs domaines (figure 7) :

- Au Nord-Est, les chaînes subalpines (Arc de Digne-Castellane : Domaine (1)) sont constituées par un "empilement" d'unités mésozoïques à vergence externe décollées au niveau du Trias (LEMOINE M., 1972). Les chevauchements sont associés à des décrochements conjugués et à des plis qui suggèrent un déplacement d'ensemble du Nord vers le Sud et sur les bordures de la "nappe" à des mouvements relatifs divergeants.

- Au Sud et au Centre (Maures, Estérel, domaine Sud provençal, plateau de Valensole), le domaine (2), limité à l'Ouest par le faisceau de failles durancien et au Nord-Est par le front subalpin, peut apparaître comme géologiquement hétérogène. En fait, il présente au niveau des déformations mio-plio-pleistocènes, un comportement relativement homogène, de zone peu déformée, que l'on peut relier à la faible profondeur du socle antétriasique (MENARD G., 1979).

- La transition entre le domaine (3) (Mont Ventoux et Montagne de Lure, Chaînes du Lubéron, des Côtes et de la Trévaresse) et le domaine précédent, s'effectue vers l'Ouest, par un approfondissement brutal du socle correspondant au tracé de l'accident durancien (ARTHAUD F. et al., 1980). La tectonique mio-plio-pleistocène s'exprime dans ce domaine par une association d'accidents décrochants (NE-SW principaux), de chevauchements et de plis Est-Ouest, compatible avec une direction de raccourcissement approximativement Nord-Sud.

II.1.2. Chronologie des déformations.

- OLIGOCENE : Le domaine subalpin interne (1) (figure 7) est soumis à un régime compressif qui donne naissance à des plis synsédimentaires et à des décrochements (BEAUDOIN B. et al., 1977 ; ARLHAC P. et al., 1978-1979) (figure 8). Dans un domaine plus externe, on passe à une zone caractérisée par une tectonique en distension (GIANNERINI G. et al., 1977 ; GIGOT G. et al., 1975).

- MIOCENE : La compression migre vers l'Ouest et le Sud-Ouest, au-delà du domaine subalpin interne créant des déformations à caractères synsédimentaires correspondant à des jeux de décrochements conjugués ainsi qu'à la mise en mouvement des chevauchements les plus externes (GRACIANSKY (de) P.C., 1972 ; BEAUDOIN B. et al.,

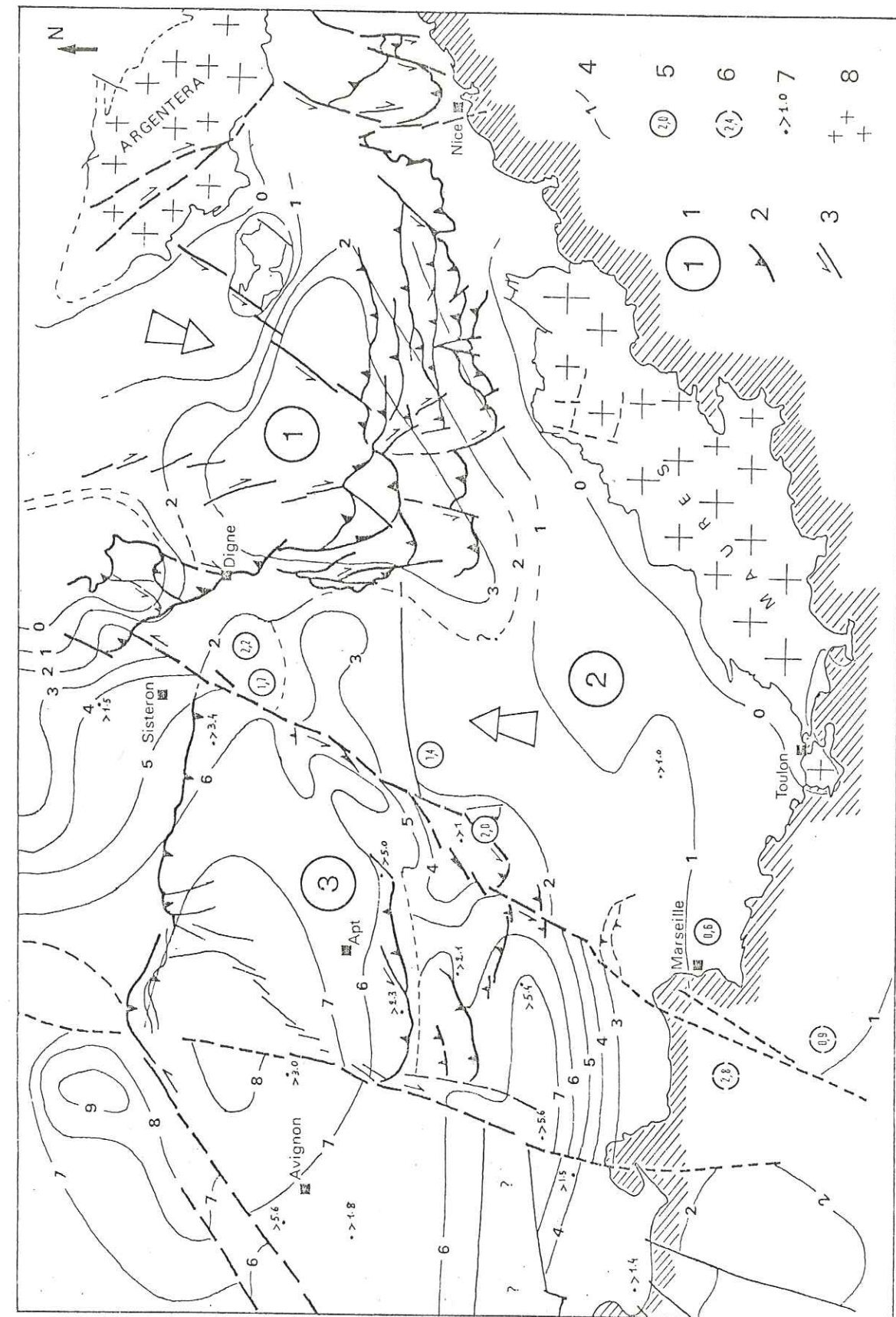


FIGURE 7 : Schéma structural du Sud-Est de la France et carte des isohypses (ARTHAUD et al., 1980, MENARD, 1980) du toit des terrains anté-triasiques.
1-Domaine subalpin interne. 2-Domaine sud provençal. 3-Domaine du Lubéron. 4-Croisement. 5-Décollement. 6-Croisement profond. 7-Forage profond n'ayant pas atteint le socle à la côte indiquée. 8-Socle paléozoïque.

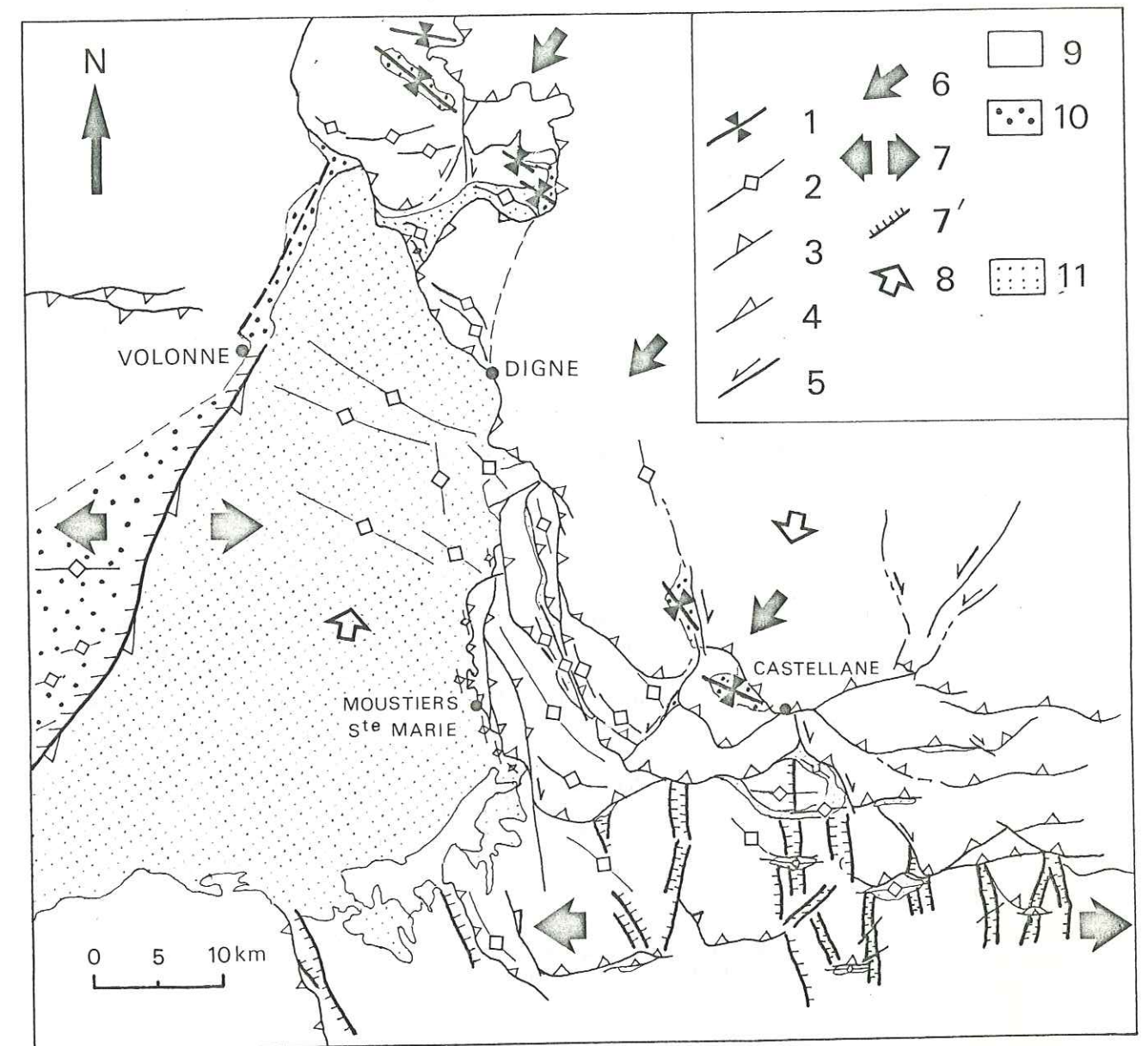


FIGURE 8 : Répartition des déformations OLIGOCENE et MIO-PLIOCENE en bordure du front subalpin. OLIGOCENE: 1-Axe de pli. MIO-PLIOCENE: 2-Axe de pli. 3-Chevauchement. 4-Chevauchement décrochant. 5-Décrochement. 6-Direction de raccourcissement oligocène. 7-Direction d'extension oligocène. 8-Direction de raccourcissement miocène. 9-Mésozoïque. 10-Formations oligocènes. 11-Conglomérats mio-pliocène. 7'-Faille normale d'âge oligocène.

1972 ; ROUX M., 1972 ; GIGOT G. et al., 1974-1975 ; GIANNERINI G. et al., 1977).

Simultanément, l'accident durancien passe d'un jeu en faille normale effondrant le compartiment Ouest, à un jeu décrochant à composante normale entraînant une relative "subsidence" du compartiment Est (DUBOIS P. et al., 1978). Les composantes verticales du mouvement sur cet accident s'inversent donc. Apparaissent dans le domaine (3) (figure 7), au cours de cette même période, des structures compressives synsédimentaires qui réactivent notamment les structures compressives nées pendant l'Eocène (Lubéron, Chaîne des Côtes) (DUBOIS P., 1966 ; ANGLADA R. et al., 1967 ; CLAUZON G., 1972, 1982).

- PLIOCENE : Les formations pliocènes sont essentiellement représentées à l'affleurement par les conglomérats du plateau de Valensole dont les dernières datations lui confèrent un âge compris entre -8 et -2 millions d'années (AGUILAR et al., 1982).

Ces conglomérats affectés de plissements synsédimentaires au contact du front subalpin (UNALAN G., 1970), dans leur partie Nord, ainsi que le long de l'accident durancien (MERCIER H., 1978), montrent le continuum de l'activité tectonique entre le Miocène terminal et le Pliocène.

- PLEISTOCENE : Il se caractérise également par une tectonique compressive, dont les modalités sont légèrement différentes de celles de la période précédente le long du front subalpin occidental (domaine (1)) et apparemment identiques pour les domaines (2) et (3). Seul le domaine subalpin possède suffisamment d'informations tectoniques pour en dégager des caractéristiques cohérentes à cette échelle. En ce qui concerne les domaines (2) et (3), les caractères de la tectonique quaternaire sont extrapolés de la période précédente mio-pliocène beaucoup plus riche en informations.

II.1.3. Les caractères de la tectonique plio-pléistocène le long du front subalpin occidental (figure 9a).

a) Au Miocène supérieur-Pliocène, les chevauchements les plus externes de l'arc subalpin fonctionnent comme de simples failles inverses. Les jeux de ces accidents induisent simultanément le plissement ou une réactivation des plis antérieurs de la partie chevauchante ainsi que le plissement synsédimentaire des formations en avant du chevauchement frontal. Ces plis de direction N170-150 sont parallèles au chevauchement qui tronque à son contact les bancs conglomératiques verticalisés (figure 9b Coupe 1,2).

b) Au cours du Pliocène, le plissement se poursuit redressant les chevauchements les plus internes du front subalpin, créant

des dépressions synclinales où seront piégés des matériaux conglomératiques de même âge que ceux du Valensole (figure 9a).

Parallèlement, le contact anormal le plus externe évolue en cisaillement plat, utilisant les niveaux triasiques argilo-gypseux présents à l'interface mésozoïque-socle (figure 9b coupe 1) ou les argiles rouges du faciès distal des conglomérats du Valensole (figure 9 b Coupe 2) comme surface de décollement.

Au Pliocène terminal, s'installent en avant du front subalpin, des zones lacustres (calcaires et tufs de Segries datés à 1.9 MA), en même temps que se crée le réseau hydrographique sub-actuel (JORDA M., 1982). Le modelé structural du front subalpin est pratiquement acquis dès cette époque (JORDA M., 1982). Les déformations postérieures observées dans ces formations s'effectueront donc dans des conditions très superficielles.

c) La transition plio-pléistocène est marquée par un changement dans la direction des axes de plis qui passe d'une direction N 170-150 à N 140-120, ainsi que par un changement des directions de chevauchement.

En effet, P. GIGOT et al. (1974) admettent que les déformations de la surface de contact de la "nappe de Digne" ainsi que le plissement de l'unité chevauchante de direction N 120, se produisent au cours du Quaternaire. De même M. JORDA (1982), dans la région de Digne (figure 9b, Coupe 3), décrit le plissement d'ensemble des nappes alluviales Pléistocène ancien et de leur substratum, la poursuite de la surrection du dôme de Chateaufort ainsi que le jeu de failles et microfailles inverses compatibles avec un serrage de direction N 030. Il constate que ces déformations sont en grande partie responsables de la création du volume montagneux actuel.

Plus au Sud, dans la région de Ségriès, nous observons des déformations de même âge (CLAUZON G., 1975), de directions analogues mais de style légèrement différent. En effet, le chevauchement subalpin externe se trouve réactivé suivant la direction pléistocène N 120, soit en repoussant à son front à la manière d'un bulldozer les formations lacustres de Ségriès, soit les chevauchant (figure 9b, Coupe 4) (DAVIS D. et al., 1983). Le cisaillement utilise les argiles rouges de la formation de Valensole sous-jacente ou les argiles interstratifiées dans la formation lacustre comme surface de décollement.

Les accidents majeurs plus internes, d'orientation N170-150, verticalisés au cours de la tectonique pliocène, passent d'un rôle chevauchant à un rôle décrochant dextre au Pléistocène.

CHRONOLOGIE STRUCTURE	Intra à post- MIOCENE	Intra à post- PLIOCENE Quaternaire
Chevauchement et Faille Inverse	Certain	Probable
Decrochement		
Accident à jeu indéterminé ou/et reconnu par méthodes géophysiques ou/et interprétation géologique		
Axe de Plis		
Formation	m = miocène basalte	p = pliocène q = quaternaire u = tuf

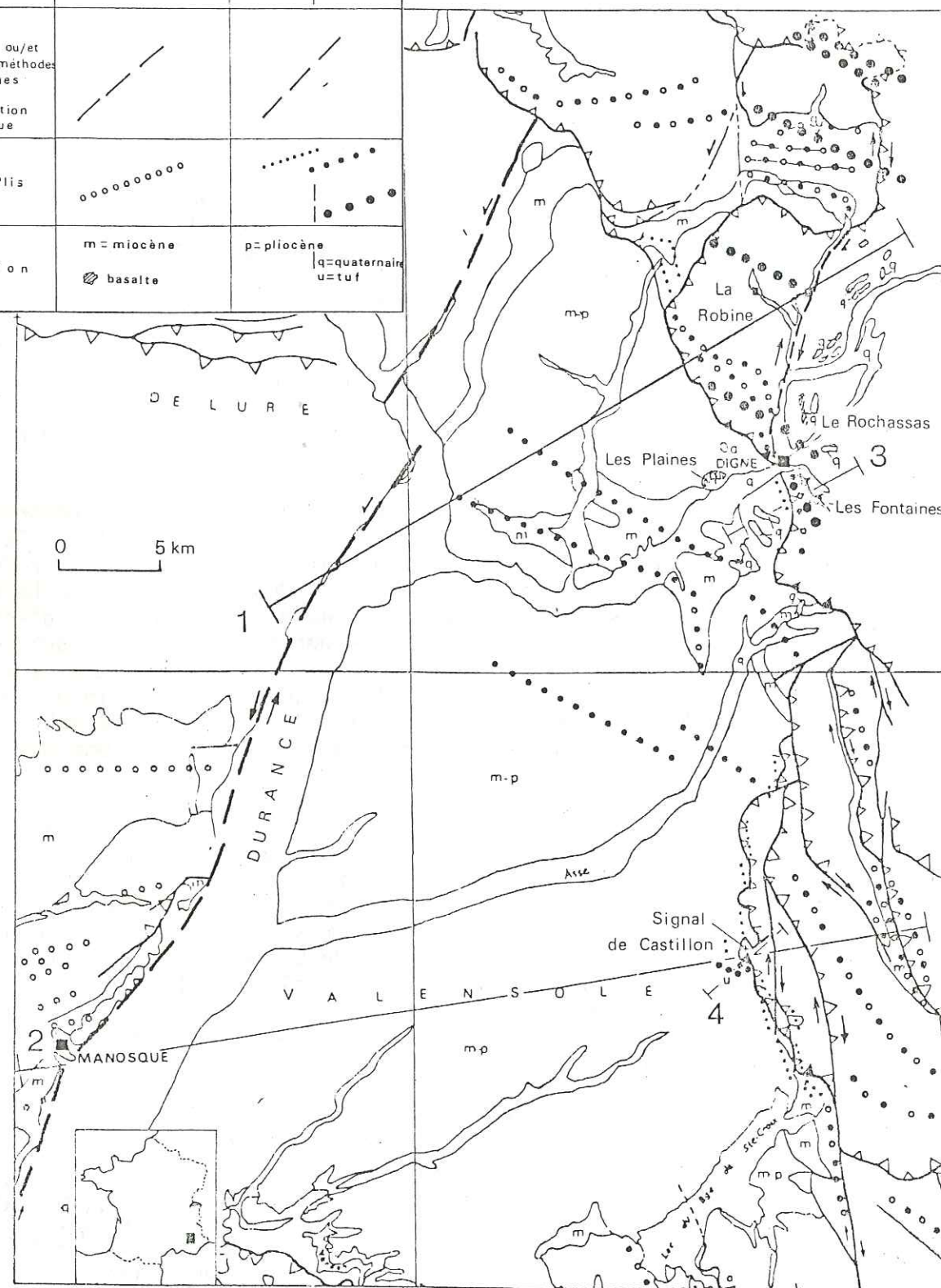


FIGURE 9a : Répartition et chronologie des déformations MIO-PLIO-PLÉISTOCÈNE le long du front subalpin occidental.

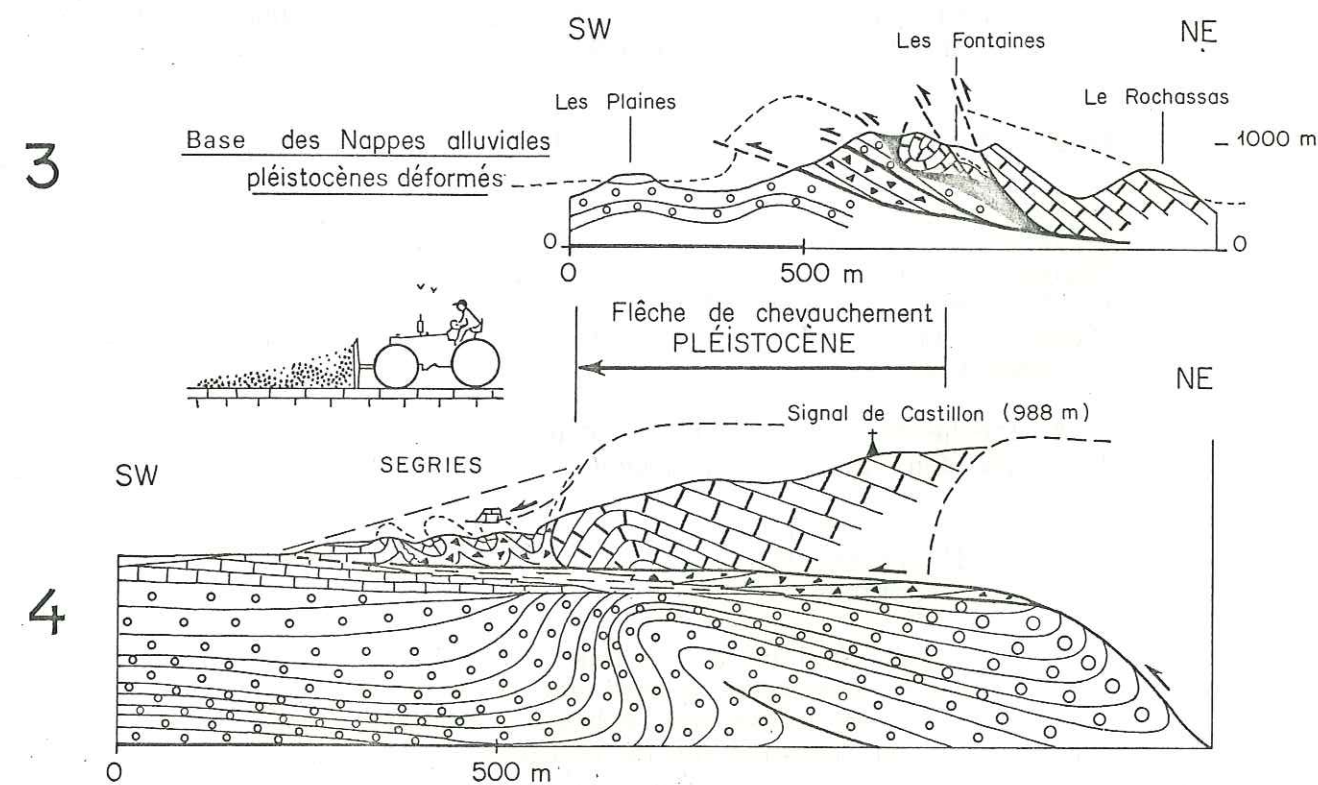
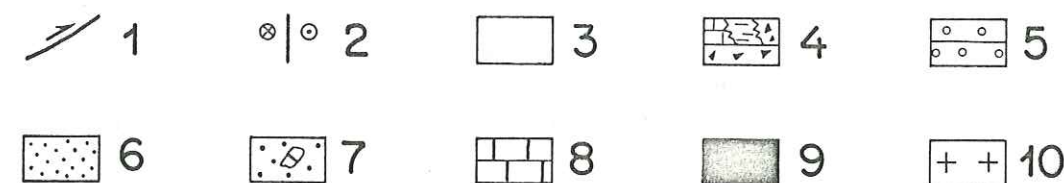
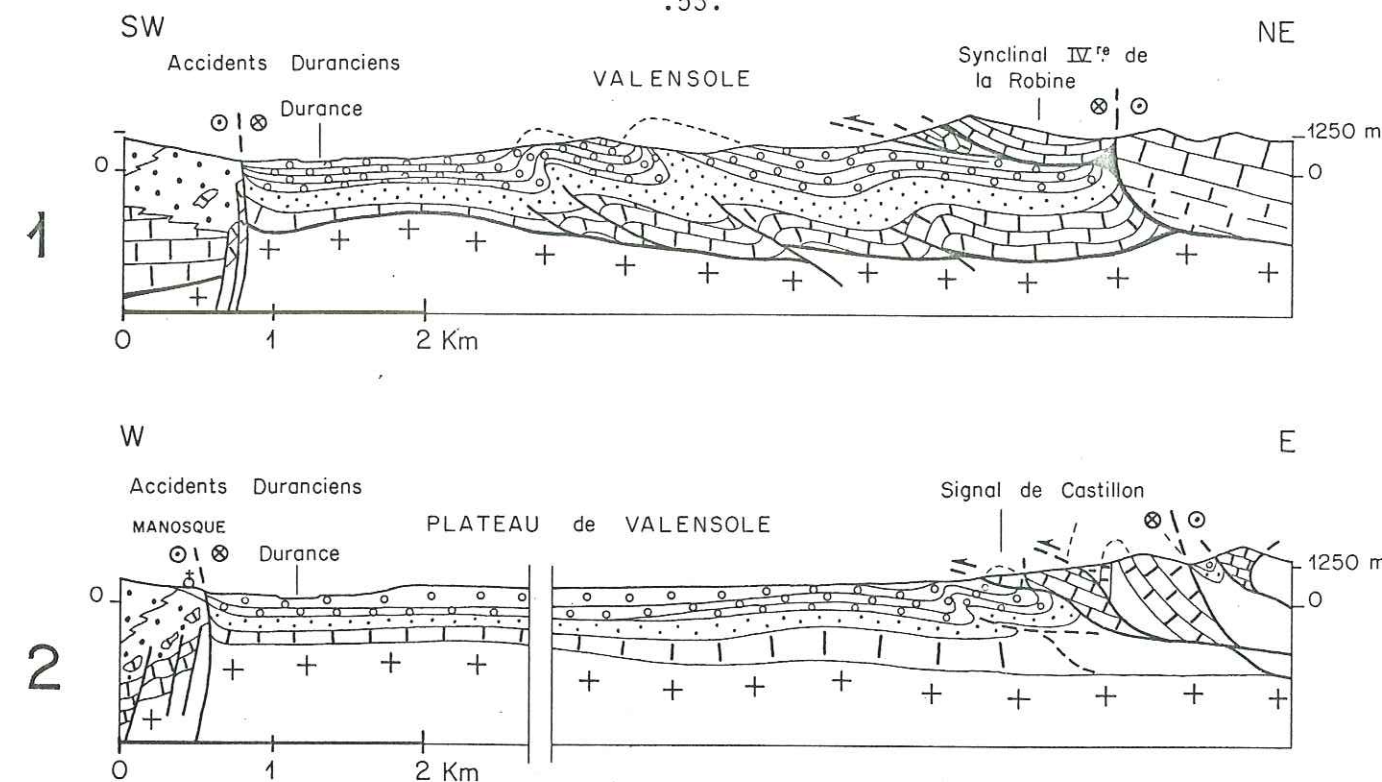


FIGURE 9b : Coupes générales (1et2) et détaillées (3et4) du front subalpin. 1-Chevauchement. 2-Décrochement. 3-Nappes alluviales pléistocène. 4-Passage latéral : calcaires lacustres, argiles et brèches d'âge pliocène terminal - pléistocène ancien (1.9 million d'années). 5-Conglomérats du Valensole mio-pliocène. 6-Formations miocène. 7-Formations oligocène. 8-Formations carbonatées mésozoïque. 9-Trias gypseux. 10-Socle paléozoïque.

II.2. REPARTITION SPATIALE DE LA MICROFRACTURATION EN PROVENCE OCCIDENTALE.

La répartition des zones déformées n'est pas aléatoire :

- elle est liée à la répartition des terrains mio-plio-pléistocènes qui n'est pas homogène sur l'ensemble de la région ;

- et surtout, elle dépend de l'intensité de la déformation et de sa localisation très variables d'une zone à l'autre.

La répartition de stations microtectoniques reflètera donc l'association de ces deux paramètres (figure 10).

La superposition des stations microtectoniques avec la carte des accidents majeurs actifs au cours des périodes mio-plio-pléistocènes, montre qu'il existe une relation étroite au niveau de la répartition de ces structures d'échelles différentes.

Les microstructures se localisent préférentiellement le long des grands accidents tectoniques qu'ils soient décrochants ou chevauchants et d'une manière moins marquée au cœur des plis. Elles se retrouvent donc dans les zones à déformation maximum et disparaissent rapidement en s'éloignant de ces mégastructures.

II.3. ANALYSE GEOMETRIQUE, DYNAMIQUE ET CHRONOLOGIQUE DE LA FRACTURATION A L'ECHELLE REGIONALE EN PROVENCE.

II.3.1. Les relations directionnelles.

Les microstructures relevées à proximité des accidents majeurs reflètent statistiquement pour chaque station, la direction privilégiée de l'accident auquel elles se rattachent (figure 11) (MATTAUER M. et al., 1980). Mais elles montrent en plus que les directions conjuguées peuvent apparaître sans être exprimées au niveau des mégastructures.

A l'échelle des microstructures, on retrouve les directions des principaux accidents régionaux, à savoir :

- les directions E-W,
- les directions NE-SW,
- les directions NW-SE.

Dans le cas où l'on a plusieurs stations microtectoniques dans le même secteur proche d'un accident tectonique majeur, on remarque que les orientations et les types de microstructures s'expriment différemment en fonction de la distance à l'accident. Si, à proxi-

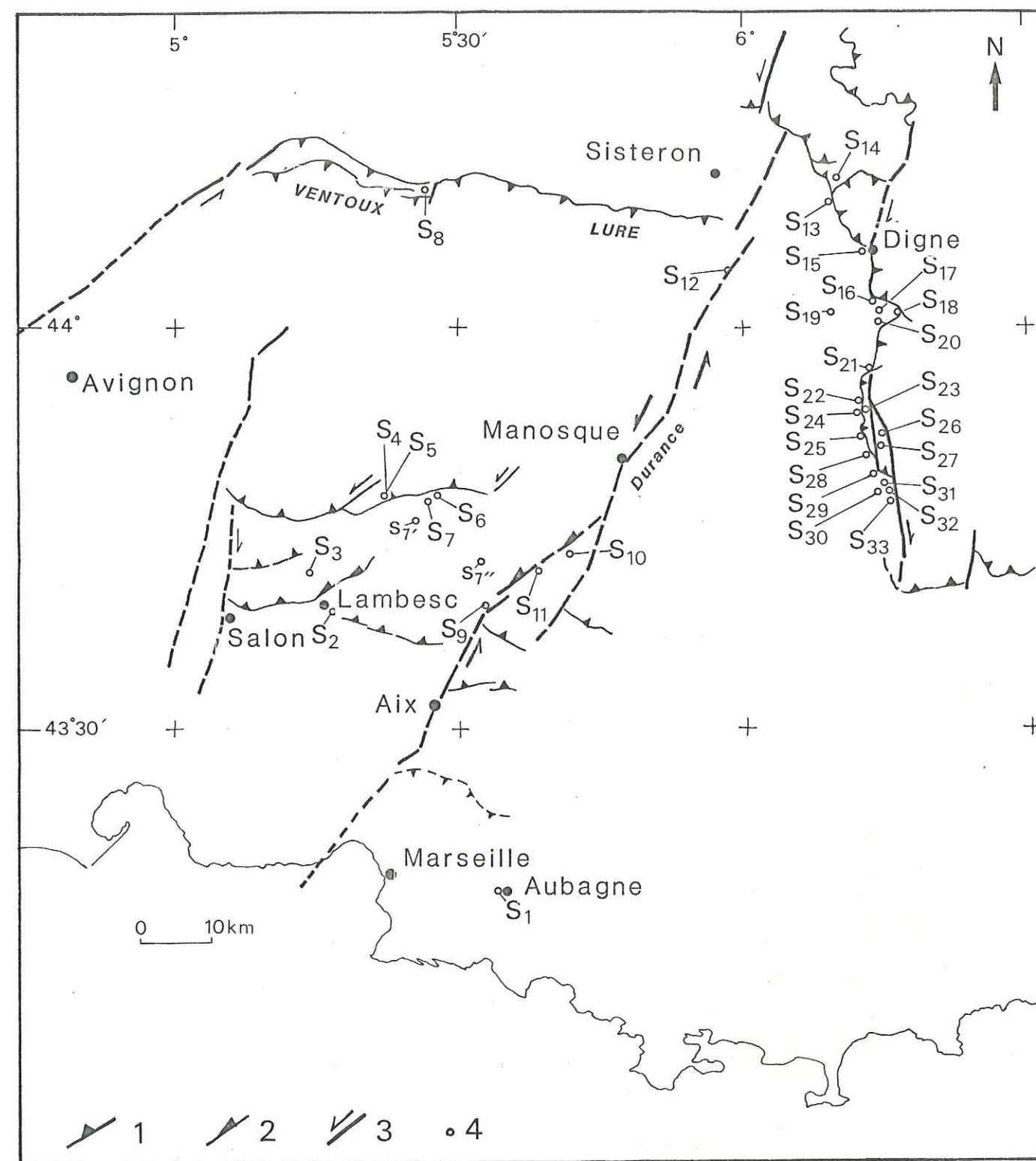
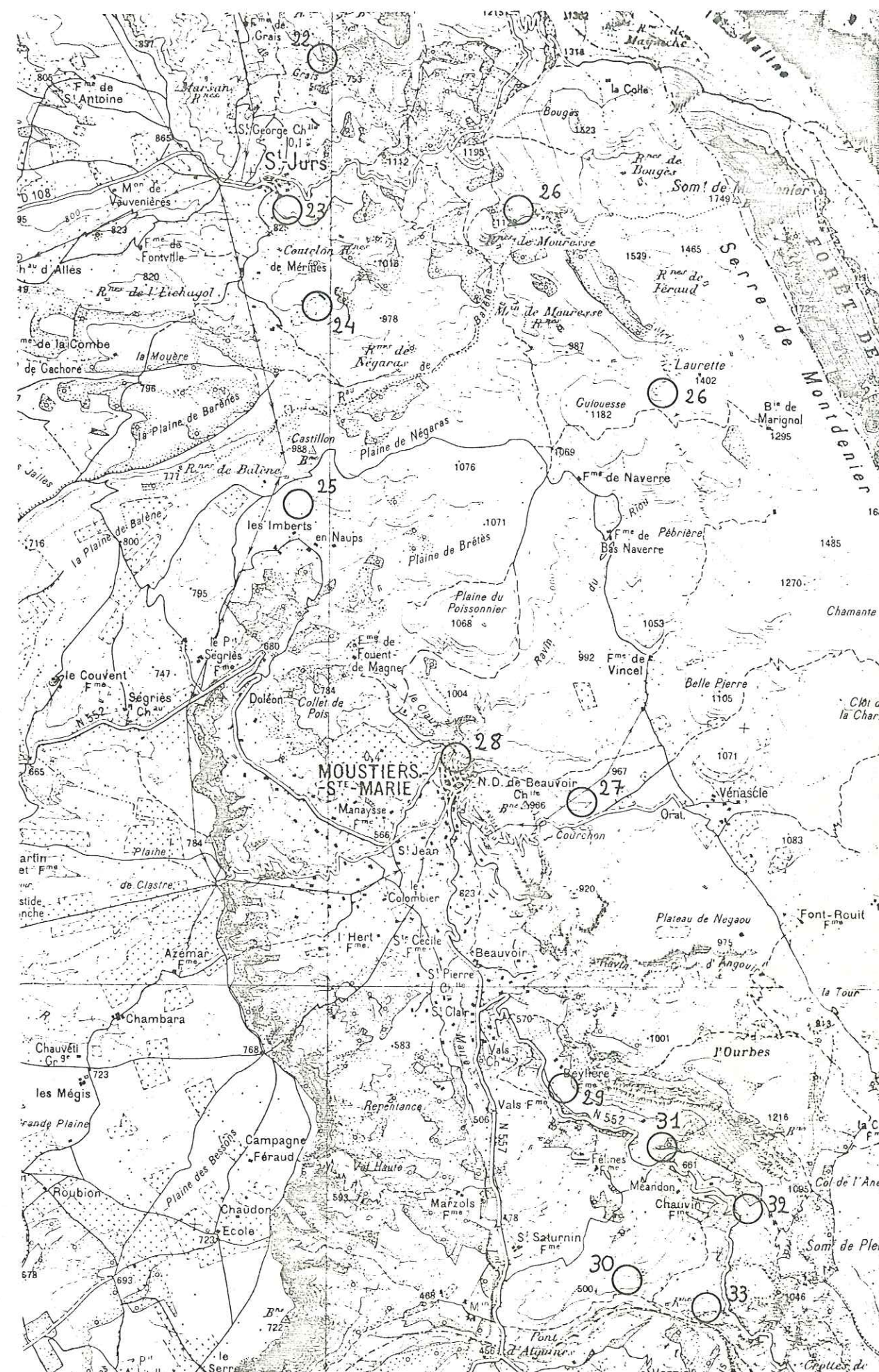


FIGURE 10 : Répartition des stations microtectoniques en Provence. 1-Chevauchement. 2-Décrochement chevauchant. 3-Décrochement. 4-Station microtectonique.

Localisation: Station	Coordonnées	Routes - Villages - Villes les plus proches	Terrains dans lesquels ont été effectuées les mesures microtectoniques	Carte géologique ou topographique
1	5 34' 30" 43 16' 40"	Sud Aubagne Bordure d'autoroute	Fx : Alluvions anciennes Riss	1/50 000 AUBAGNE-MARSEILLE
2	5 16' 30" 43 39' 40"	Sud Lambesc Bordure N7	G ₂ C : Conglomérats Stampien	1/50 000 SALON-DE-PROVENCE
3	5 13' 05" 43 41'	Sud Lambesc Bordure N7	G ₂ : Conglomérats Stampien	1/50 000 SALON-DE-PROVENCE
4	5 21' 43 46' 403	Nord Lourmarin Bordure N543	Miocène	1/50 000 CAVAILLON
5	5 21' 43 46' 35"	Nord Lourmarin Bordure N 543	M ₁ : Molasse Burdigalien	1/50 000 CAVAILLON
6	5 27' 05" 43 46' 30"	Nord Cucuron-Chemin conduisant à l'Ermitage - Lieu dit La Pinchinette (500 m)	M ₄ : Conglomérats Tortonien supérieur Messinien inférieur	1/50 000 REILLANE
7	5 26' 28" 43 46' 22"	Nord Cucuron - Chemin de l'Ermitage - Lieu dit l'Ermitage	M ₄ : Conglomérats Tortonien supérieur Messinien inférieur	1/250 000 REILLANE
8	5 25' 44 10'	Ouest Montbrun-les-Bains Bordure D41	M ₁ : Calcaire lacustre Burdigalien	1/50 000 VALENCE
9	5 32' 32" 43 38' 25"	Nord-Est Meyrargues	G ₂ a : Conglomérats Stampien	1/50 000 PERTUIS
10	5 42' 33" 43 44' 34"	Nord Beaumont de Pertuis Bordure D122 au point 283	M ₂ L : Calcaires lacustres Helvétien	1/50 000 REILLANE
11	5 41' 20" 43 43' 52"	Sud Beaumont de Pertuis Bordure D198 au col des Campanettes	JyD = M ₂ : Chicot jurassique et calcaires lacustres Helvétien	1/50 000 PERTUIS
12	5 55' 20" 44 00' 22"	Nord Caragnole, Sud Peyruis - Bordure N96, Parking	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 FORCALQUIER
13	6 09' 42" 44 09' 10"	1 km Est Thoard Près ferme Le Moine	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 LA JAVIE
14	6 09' 03' 44 09' 39'	Nord Thoard D3, 500 m Est Ferme Le Planas	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 LA JAVIE
15	6 13' 28" 44 05' 28"	Digne, route de Courbons Lieu dit Bonnette	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 DIGNE
16	6 14' 02" 44 02' 21"	Nord Chateaufort Pied du sommet de Cousson Côte 1075 m	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 DIGNE
17	6 14' 02" 44 01' 37"	Nord-Est Chateaufort N85 - 500 m Ouest Ferme de la Blache	Calcaires lacustres - Miocène	1/50 000 DIGNE
18	6 16' 20" 44 01' 20"	Est Chateaufort N85 Au-dessous de Chabrières - Lieu dit Les Eguettes	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 DIGNE
19	6 09' 12" 44 01' 40"	Sud Chaffaut Lagremuse Ravin de Flurin	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 DIGNE
20	6 13' 42" 43 59' 09"	1 km Sud Beynes	Conglomérats et calcaires lacustres Miocène	1/50 000 DIGNE
21	6 13' 18" 43 56' 47"	1 km Sud ruines Trévans Ruisseau l'Estoublaisse	m.p. : Conglomérats facies proximal Mio-Pliocène	1/50 000 DIGNE
22	6 12' 15" 43 54' 30"	Nord Saint Jurs Ruisseau de Grais	m.p. Br : Conglomérats facies proximal Mio-Pliocène	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
23	6 12' 06" 43 53' 48"	300 m Sud St Jurs - Bordure Chemin au niveau du contact chevauchant	n ₂ b : Calcaires marneux Valanginien	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
24	6 12' 17" 43 53' 16"	Sud St Jurs - Anticlinal N-S de Negaras	m.p. Br : Conglomérats facies proximal Mio-Pliocène	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
25	6 12' 03" 43 52' 10"	Lieu dit Les Imberts à la ferme en Naups	Tufs, calcaires lacustres et brèches de Ségriès	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
26	6 13' 38"/6 14' 40" 43 53' 50"/43 52' 51"	Pied Serre de Montdenier	Brèches de Moursesse "Pliocène" (?)	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
27	6 14' 30" 43 50' 42"	Est Moustier Ste Marie Lieu dit Courchon	m.p. : Conglomérats de Valensole Mio-Pliocène	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
28	6 13' 13" 43 51'	Moustier Ste Marie Entrée du village - Route N552	m.p. : Conglomérats facies proximal Mio-Pliocène	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
29	6 14' 07" 43 49' 17"	Sud Moustiers Ste Marie Bordure N552 au Beylière	m.p. Br / Conglomérats facies proximal Mio-Pliocène	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE
30	6 14' 38" 43 48' 18"	Sud Moustiers Ste Marie	Calcaires lacustres Tortonien	1/50 000 MOUSTIERS-ST-MARIE

Pour les stations 22 à 33 se reporter à la figure extraite de la feuille au 1/50 000 de MOUSTIERS SAINTE MARIE

7'	5 24' 22" 43 46' 15"	Sud Vauvine - Anticlinal la Deboulière Bordure D45	M ₂ : Helvétien	1/50 000 REILLANE
7"	5 30' 43 43' 16"	Sud Ansouis - Bordure D56 Ferme Messeri	M ₄ : Conglomérats Tortonien supérieur Messinien inférieur	1/50 000 PERTUIS



Carte 1/50 000 MOUSTIERS Ste MARIE

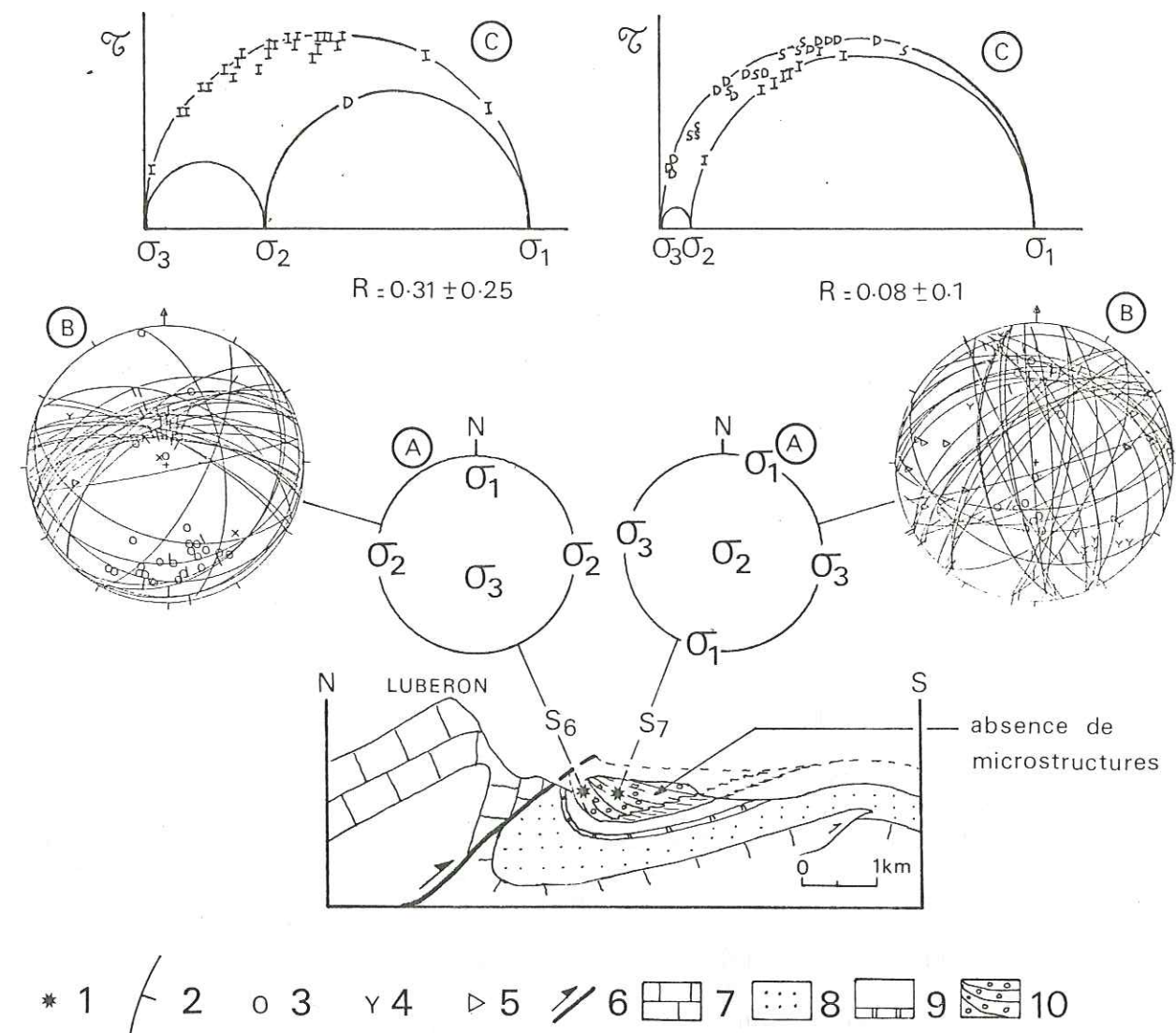
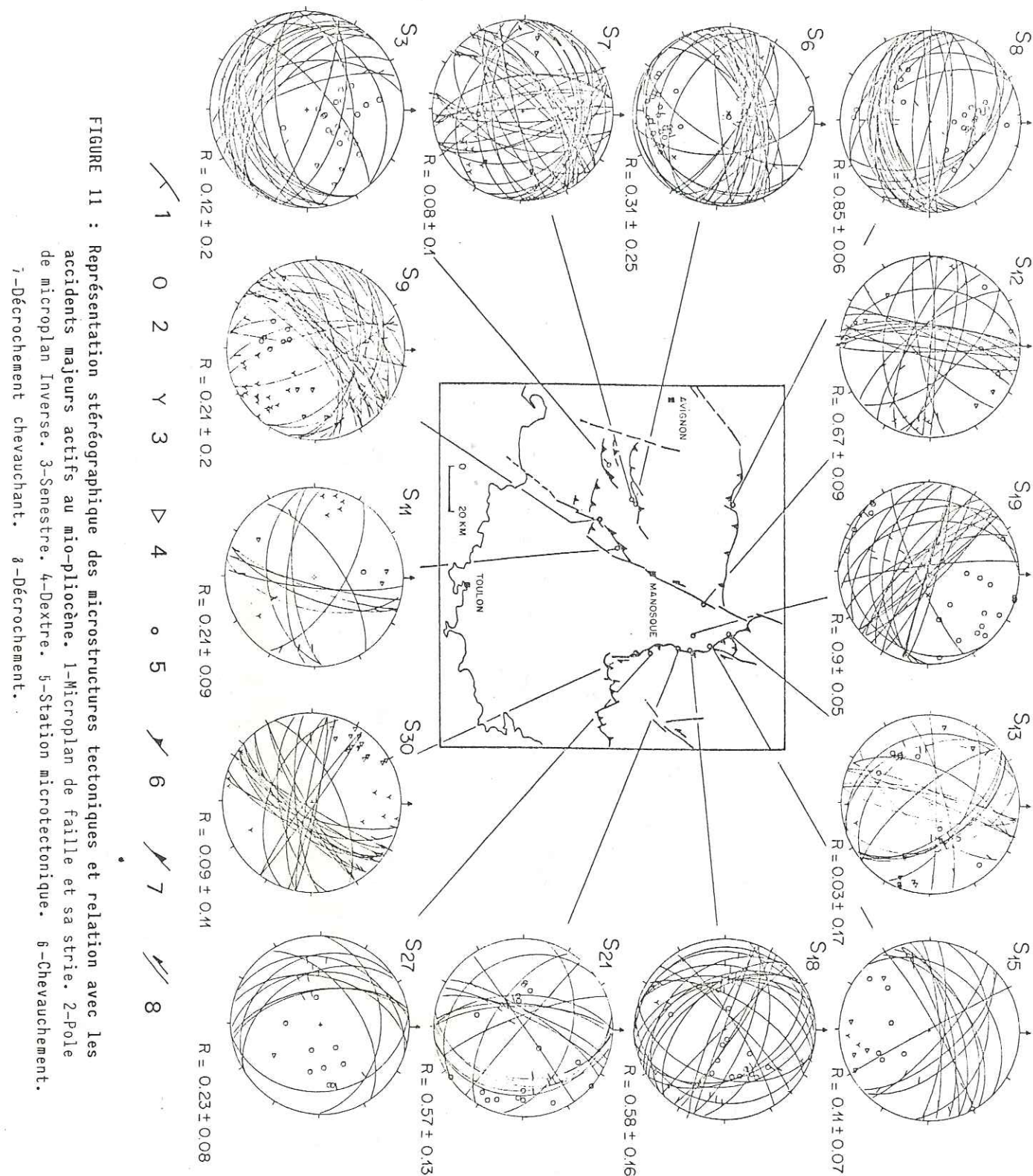


FIGURE 12 : Les variations des caractéristiques microstructurales en fonction de la distance à l'accident majeur : exemple du chevauchement du Lubéron. 1-Station microtectonique. A-Tenseur moyen de contraintes. B-Représentation stéréographique hémisphère inférieur. 2-Plan de microfaille et sa strie. 3-Pole de microplan Inverse. 4-Senestre. 5-Dextre. C-Représentation sur cercle de Mohr. I=plan inverse, D=décrochement dextre, S=décrochement sénestre. 6-Accident majeur. 7-Calcaire mésozoïque. 8-Grès et sable miocène. 9-Molasses et marnes tortoniennes. 10-"Brèches" du tortonien-messinien inférieur équivalentes des premiers conglomérats du Valensole (CLAUZON G., 1982).

mité de la faille majeure, comme nous l'avons vu précédemment, la microfracturation est mimétique de celle-ci (figure 12, S6), lorsque l'on s'en éloigne, cette dominance diminue très rapidement ainsi que le rapport des contraintes R . Il apparaît alors une fracturation plus variée en nature et en directions (figure 12, S7).

II.3.2. Les relations dynamiques.

Les relations entre microstructures et mégastuctures ne sont pas uniquement directionnelles. On note en effet une bonne correspondance entre le type de microstructures le plus représenté dans chaque station, et le type de l'accident majeur auquel elle se rattache.

. De bons exemples nous sont fournis par les stations S6 et S8 (Cf. figure 11). D'autre part, lorsque l'on observe un passage progressif d'un type d'accident à un autre, cette évolution apparaît également au niveau de la proportion relative des types de microstructures analogues mesurées dans chaque station.

. L'exemple de l'accident durancien, qui évolue du Nord au Sud d'une faille purement décrochante vers le système de failles chevauchantes de la Trévaresse, montre que les proportions respectives des deux types de microfailles associés (décrochantes et inverses) suivent cette évolution. C'est ainsi que de la station S12 à la station S9, on note une augmentation de la population de microfailles inverses du Nord vers le Sud (figure 13).

. Un autre exemple nous est fourni par les structures pliocènes de la bordure externe de l'Arc de Digne. Il montre l'analogie entre la direction et la nature de la microfracturation et les irrégularités du tracé de ce front (figure 14). Les segments du front orientés N170-150 correspondent à des micromouvements inverses. Les segments orientés N010 à N040 et les segments N095 à N120 correspondent respectivement à des micromouvements dextres et sénestres.

Si, effectivement, il existe une relation étroite entre la direction de la microfracturation et celle du front de chevauchement, la limite actuelle de ce front ne correspond donc pas à une limite d'érosion pléistocène, mais à la géométrie de celui-ci lors de son fonctionnement au Pliocène. Ce front a continué de fonctionner suivant des modalités légèrement différentes au cours du Quaternaire.

Les relations dynamiques et directionnelles entre les types de microstructures reflètent donc bien ce que les grandes structures nous suggéraient.

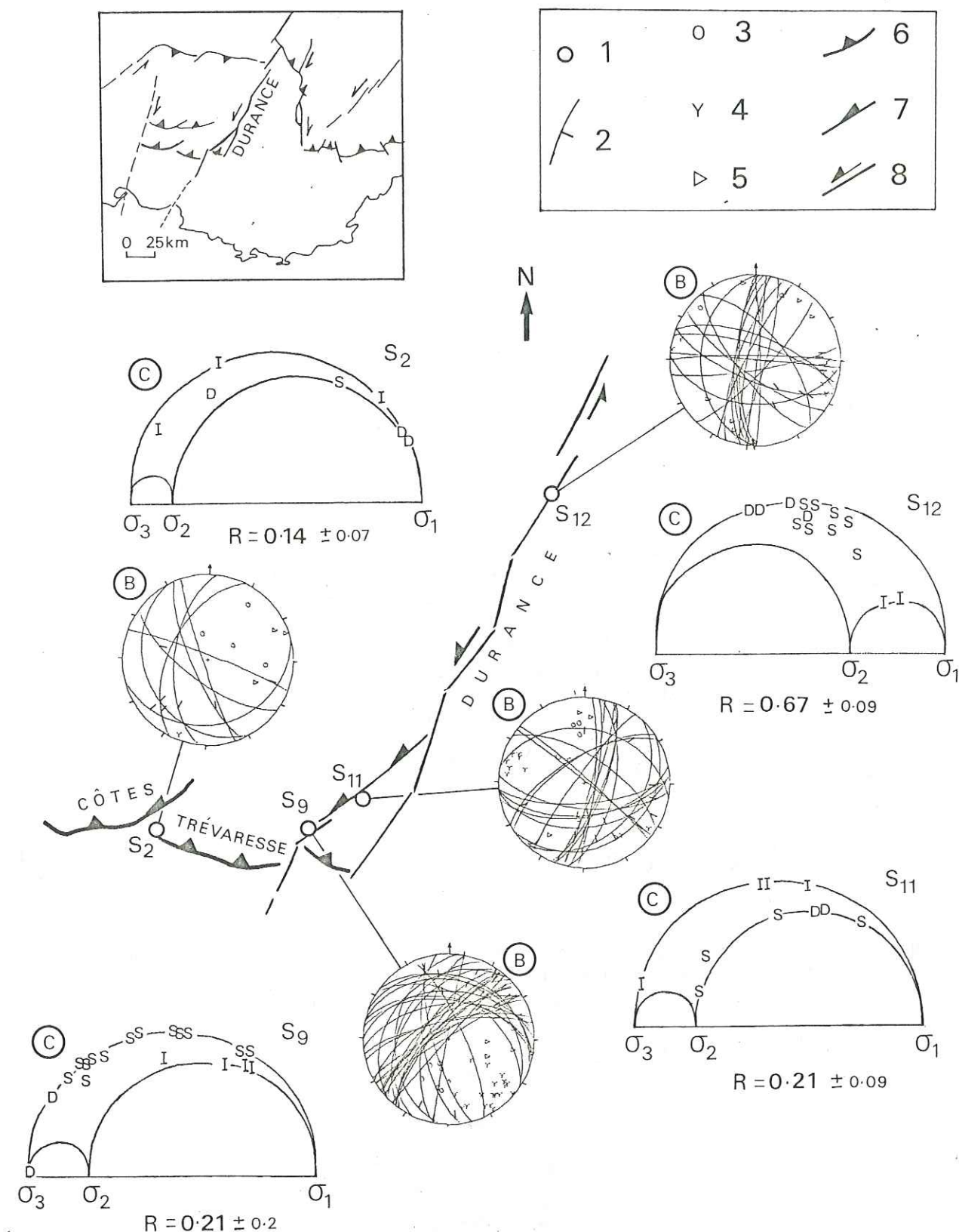


FIGURE 13 : Evolution microtectonique d'un système de failles décrochantes à un système de failles chevauchantes : exemple du décrochement durancien. 1-Station microtectonique. B-Représentation stéréographique hémisphère inférieure. 2-Plan de microfaille et sa strie. 3-Pôle de microplan Inverse. 4-Sénestre. 5-Dextre. C-Représentation sur cercle Mohr. I=plan inverse, D=décollement dextre, S=décollement sénestre. 6-Chevauchement. 7-Décollement chevauchant. 8-Décollement.

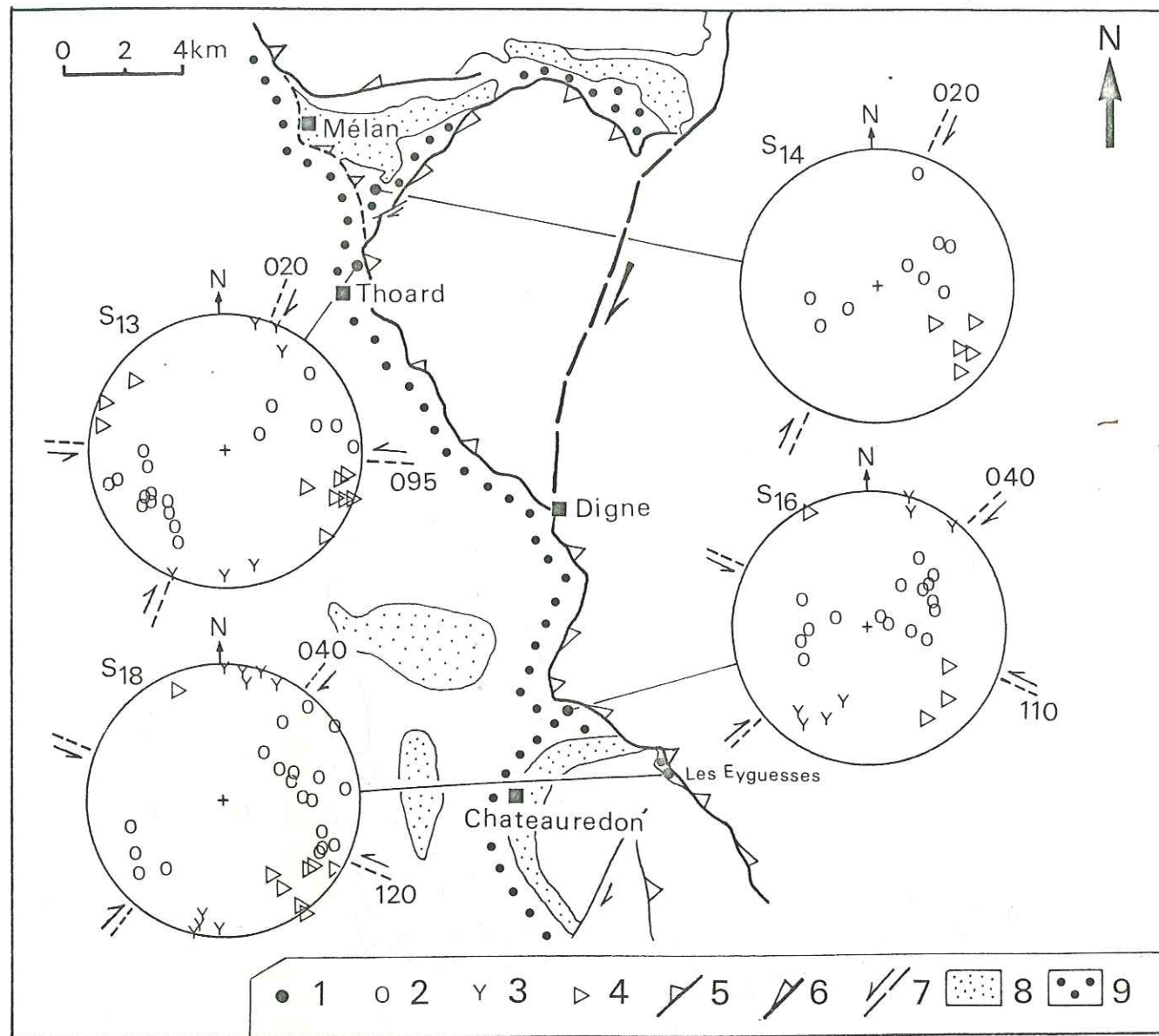
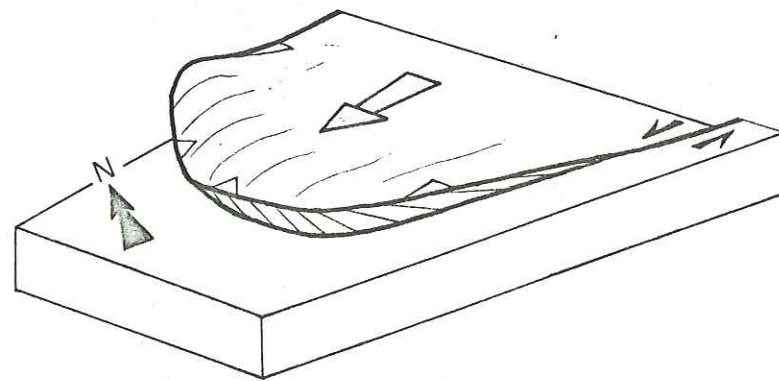


FIGURE 14 : Les relations dynamiques et géométriques entre microstructures et mégastructures au Pliocène : exemple de l'Arc de Digne. 1-Station microtectonique -/Représentation stéréographique: 2-Pôle de microfaille Inverse. 3-Sénestre. 4-Dextre. 5-Chevauchement. 6-Chevauchement décrochant. 7-Décrochement. 8-Formations miocène. 9-Conglomérats du Valensole Mio-pliocène.



Bloc diagramme schématique du front subalpin au mio-pliocène.

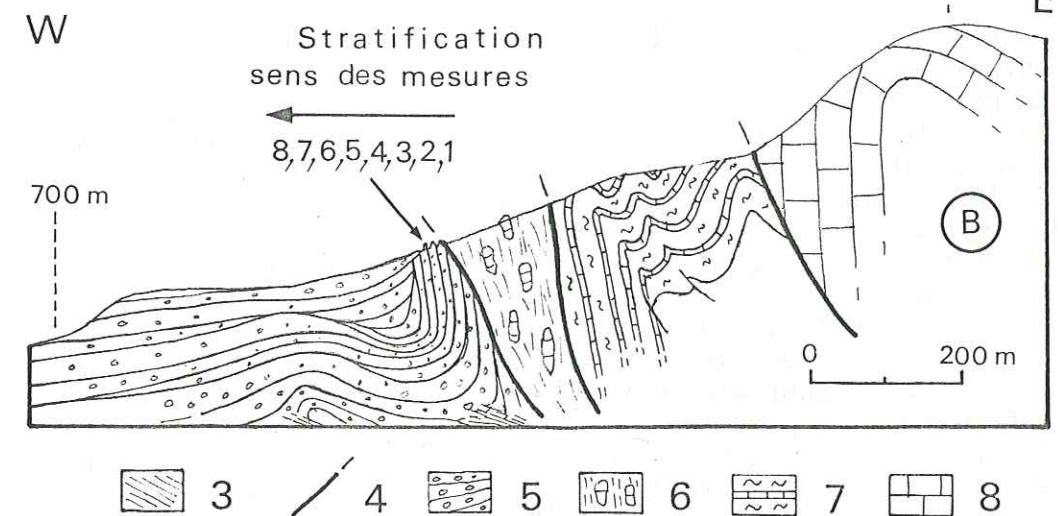
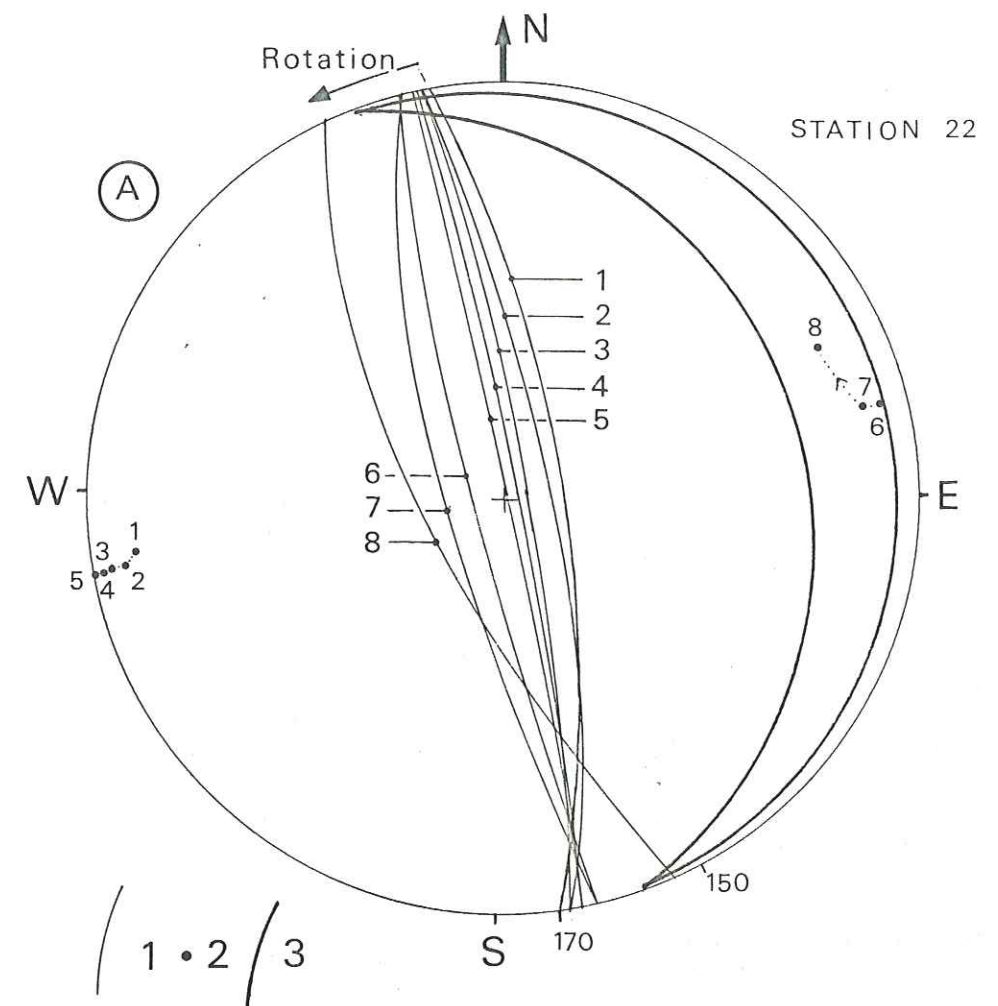


FIGURE 15 : Rotation de la stratification au cours du plissement synsédimentaire dans le flanc inverse du synclinal de St Jurs. A-Représentation stéréographique hémisphère inférieure. 1-Plan de stratification. 2-Pôles des plans. 3-Plans de schistosité. B-Coupe du front subalpin à St Jurs : localisation figure 16 (station 22). 4-Contact anormal. 5-Conglomérats mio-pliocène du Valensole. 6-Trias gypseux. 7-Calcaires et marnes Valanginiennes 8-Calcaires massifs Portlandien.

II.3.3. Chronologie des déformations déduite des mégastructures et des microstructures.

- Chronologie des déformations déduite des mégastructures.

Nous avons vu dans les paragraphes II.1.2. et II.1.3. qu'il apparaît au cours du Mio-Plio-Pleistocène deux directions de plissements successifs le long de l'Arc de Digne : l'une N170-N150 d'âge Miocène supérieur-Pliocène, l'autre N140-N120 d'âge pléistocène. La première orientation se retrouve au niveau des structures synclinales synsédimentaires dissymétriques à proximité de la bordure chevauchante subalpine externe de même direction générale.

L'orientation de bancs dans le synclinal varie d'une direction N170 à N150 lorsque l'on se rapproche du coeur du pli (figure 15). Ce plissement s'est accompagné d'une schistosité de plan axial visible dans les niveaux argileux, et d'une rotation sénestre d'environ 20° de la direction des bancs les plus anciens vers les plus récents. Ce pli a été chevauché postérieurement par la bordure subalpine. La direction de raccourcissement a donc varié d'une vingtaine de degrés au cours de la formation de ce pli. Cette rotation s'est accentuée par la suite puisque nous observons dans la même région des axes de plis Pléistocène orientés N140-N-120.

- Chronologie des déformations déduite des microstructures.

L'analyse des microstructures par les méthodes microtectoniques décrites au paragraphe I.2., relevées le long du front subalpin, a permis de mettre en évidence plusieurs épisodes de déformation. En effet, l'ensemble des stries de chaque station n'est pas explicable par un seul tenseur de contraintes.

Théoriquement, on peut toujours calculer un tenseur moyen de contraintes qui prend en compte simultanément tous les plans striés mesurés dans une station. Mais les caractéristiques qui définissent ce tenseur sont encadrées par des domaines d'erreurs énormes et montrent des écarts démesurés entre stries théoriques et stries réelles. De plus, il ne correspond à aucune réalité géologique. Une sélection de ces stries en plusieurs populations est donc nécessaire pour expliquer parfaitement leurs mouvements. C'est ainsi que l'on peut définir plusieurs stades microtectoniques dont les caractéristiques sont liées à la sélection de néofractures de directions et de types différents compatibles avec des directions de contraintes distinctes. L'exemple des stations microtectoniques S21 et S22 est démonstratif à cet égard (figure 16). Les directions des axes principaux des tenseurs moyens de contraintes (σ_1 , σ_2 , σ_3) montrent une bonne coaxialité avec les axes de la déformation. La chronologie déduite des microstructures est identique à celle des mégastructures.

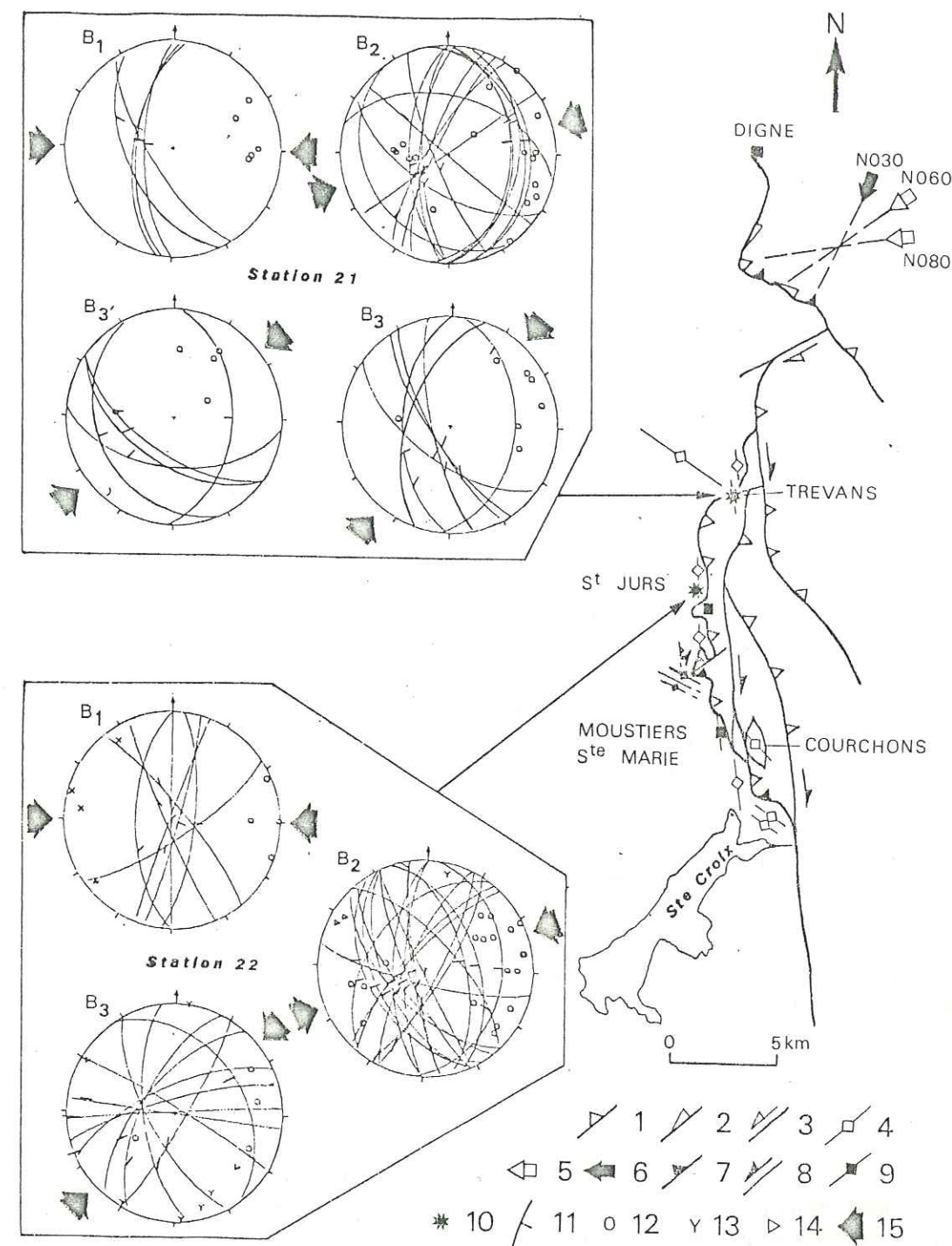


FIGURE 16 : Chronologie des déformations mio-plio-pléistocène le long de la bordure occidentale de l'Arc de Castellane et stades microtectoniques associés. MIO-PLIOCENE : 1-Chevauchement 2-Chevauchement décrochant. 3-Décrochement. 4-Axe de pli. 5-Direction de raccourcissement. PLEISTOCENE : 6-Direction de raccourcissement. 7-Chevauchement. 8-Décrochement. 9-Axe de pli. 10-Station microtectonique. REPRESENTATION STEREOGRAPHIQUE : 11-Plan de microfaille et sa strie. 12-Pôle de microplan Inverse. 13-Senestre. 14-Dextre. 15-Direction de la composante horizontale maximale du tenseur moyen de contraintes au mio-pliocène.

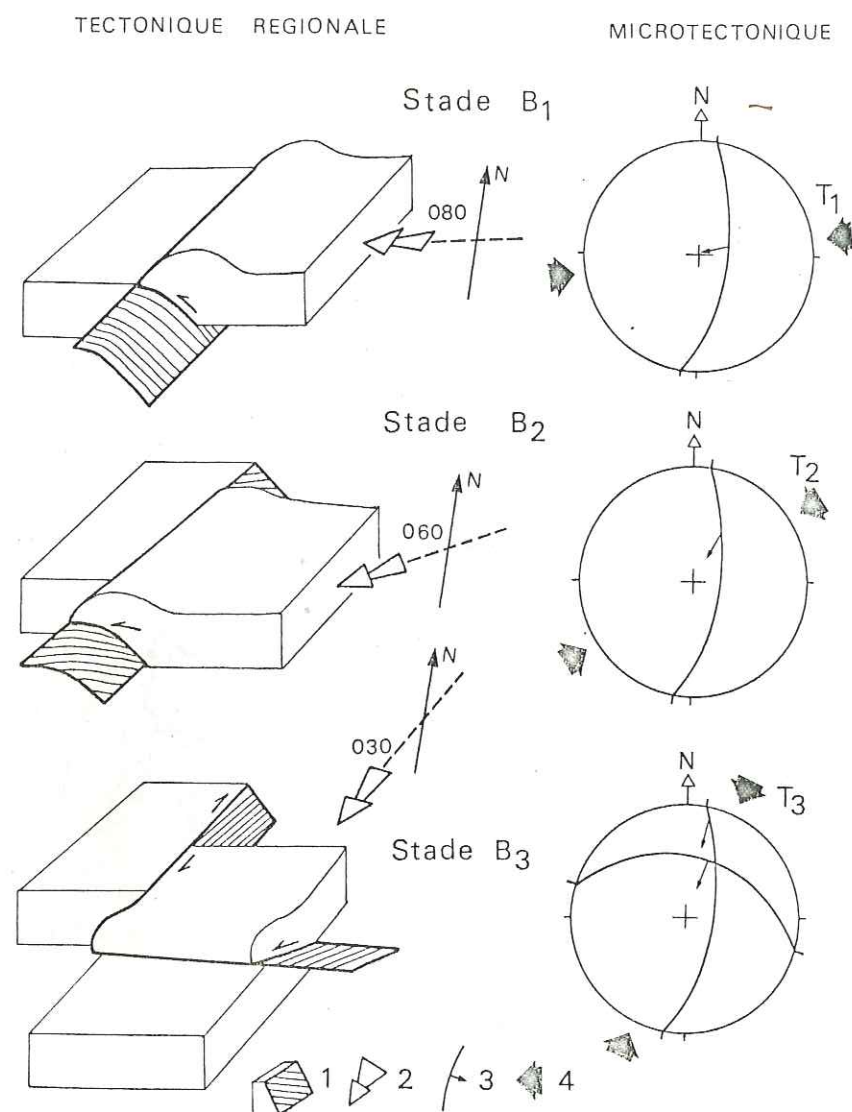


FIGURE 17 : Bloc diagramme schématique de la tectonique et représentation stéréographique de la microtectonique du front subalpin occidental au mio-plio-pléistocène. 1-Plan de faille et sa strie. 2-Direction de raccourcissement. 3-Microplan de faille et sa strie. 4-Direction de la contrainte horizontale maximale σ_1 du tenseur moyen de contraintes.

La figure 17 exprime de manière schématique l'évolution synchrone de la déformation au niveau tectonique et microtectonique le long de l'Arc de Digne pendant la période Mio-Plio-Pléistocène. Le passage d'un stade de déformation à un autre ($B_1 \rightarrow B_2 \rightarrow B_3$) au cours du temps est directement lié aux évolutions des deux paramètres suivants :

- création de néomicroplans de failles et/ou activations successives de plans préexistants d'orientations différentes (évolution de type 1) ;
- génèses successives de stries à pitch distinct sur un même plan de faille (évolution de type 2).

Microplans Stades	CAS REELS			CAS THEORIQUES
	Orientation	Nature	Pendage	
Evolution de type 1	B1	N180	I	70-85°
	B2	N150	I	40-60°
	B3	N120	I	40-60°
Evolution de type 2	B1	N180	I	70-85°
	B2	N180	ID	70-85°
	B3	N180	DI	70-85°

Ces deux cas théoriques schématisent deux situations extrêmes. Dans la réalité, et dans la mesure où l'on observe un continuum des déformations, on aura un panachage de ces deux cas (Cf. figure 16).

- Relation entre ces deux chronologies.

L'enchaînement des déformations concernant les accidents majeurs de l'Arc de Digne relève du même processus évolutif que celui affectant les microstructures. Mais seule, l'évolution de la microfracturation schématisée par le type 2 (Cf. tableau précédent) va être réalisée (Cf. figures 16 et 17). En effet, il n'existe pas véritablement de création de nouvelles directions tectoniques au niveau des mégastructures.

D'une manière générale, les différents segments du front subalpin externe joueront de façon distincte au Miocène supérieur-Pliocène et au Pléistocène. Les segments orientés Nord-Sud qui ont

un jeu chevauchant au Mio-Pliocène, rejoueront en décrochement dextre au Pléistocène. Par contre les segments orientés NW-SE décrochants sénestres au Mio-Pliocène rejoueront postérieurement en chevauchement.

II.4. ANALYSE GEOMETRIQUE ET DYNAMIQUE DE LA MICROFRACTURATION A L'ECHELLE DE L'AFFLEUREMENT.

La microfracturation a été étudiée sur un matériel principalement conglomératique. Le matériel est constitué de galets calcaires à sections elliptiques d'origine essentiellement subalpine transporté dans un environnement torrentiel ou fluvial (MERCIER H., 1978 ; DUBAR, 1982). Il constitue l'essentiel du volume du Plateau de Valensole.

De tailles centimétriques à décimétriques, ils sont plus ou moins cimentés par une matrice argilo-gréseuse.

Les galets des formations conglomératiques peuvent présenter deux types de déformation bien distincts qui correspondent à deux environnements tectoniques différents (CAMPREDON et al., 1977 ; PERTUSATI C. et al., 1978 ; PLESI G. et al., 1979).

a) Le galet peut présenter uniquement des figures de glissement à sa périphérie sans que sa partie interne soit déformée (photo 1).

Le mécanisme de déformation est la pression-dissolution assimilable à une déformation continue s'accompagnant d'un raccourcissement suivant la direction σ_1 . Ce type de déformation se localise dans les zones plissées loin des grands accidents.

b) Le galet peut présenter une intense fracturation (fentes et cisaillements) qui affecte sa structure d'ensemble, sans exclure pour autant la présence de déformations continues (joints stylolitiques) à l'intérieur de celui-ci (photo 2). Il peut être impressionné ou non à sa périphérie par des stries fines antérieures à son tronçonnement (figure 18). On observe exclusivement ce type de déformation au voisinage immédiat des grandes failles.

II.4.1. La microdéformation des galets loin des plans de failles : la déformation continue.

Un conglomérat peut être considéré comme une unité idéalement préfracturée. En effet, il est constitué d'une population de galets

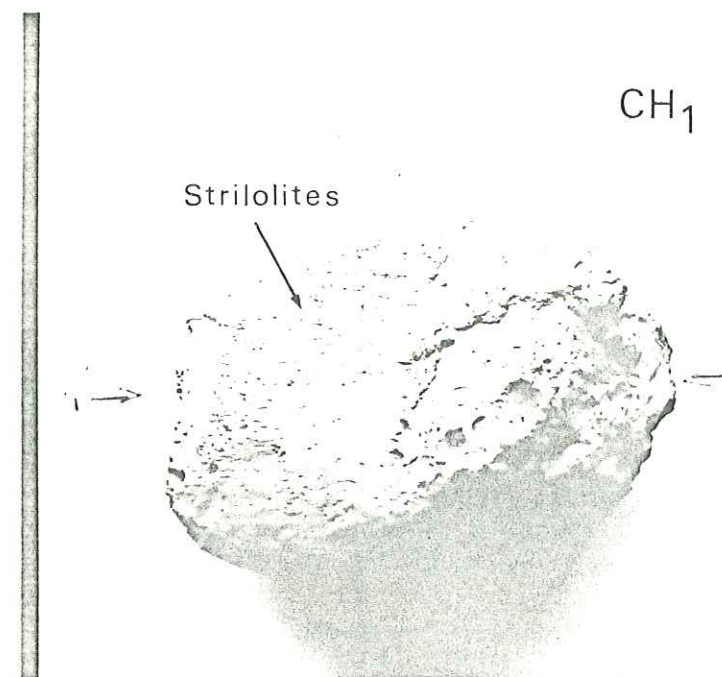


PHOTO 1

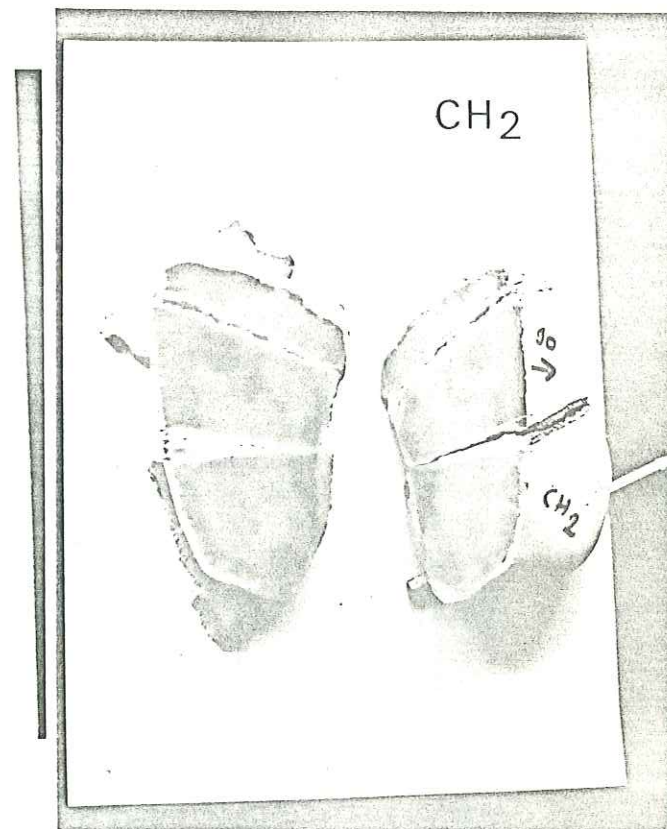


PHOTO 3



PHOTO 2

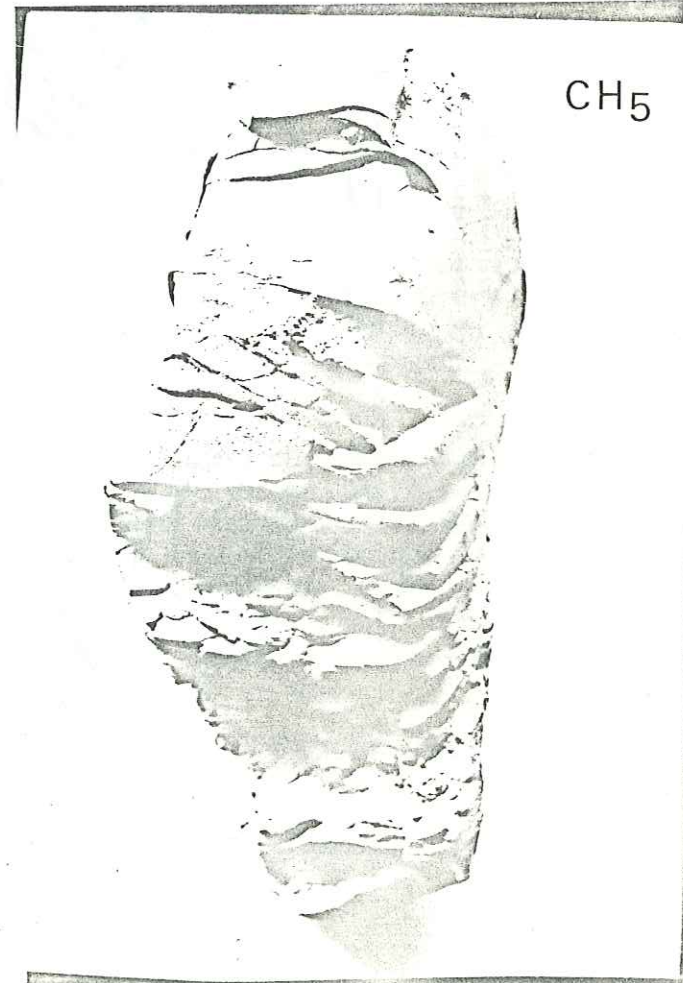
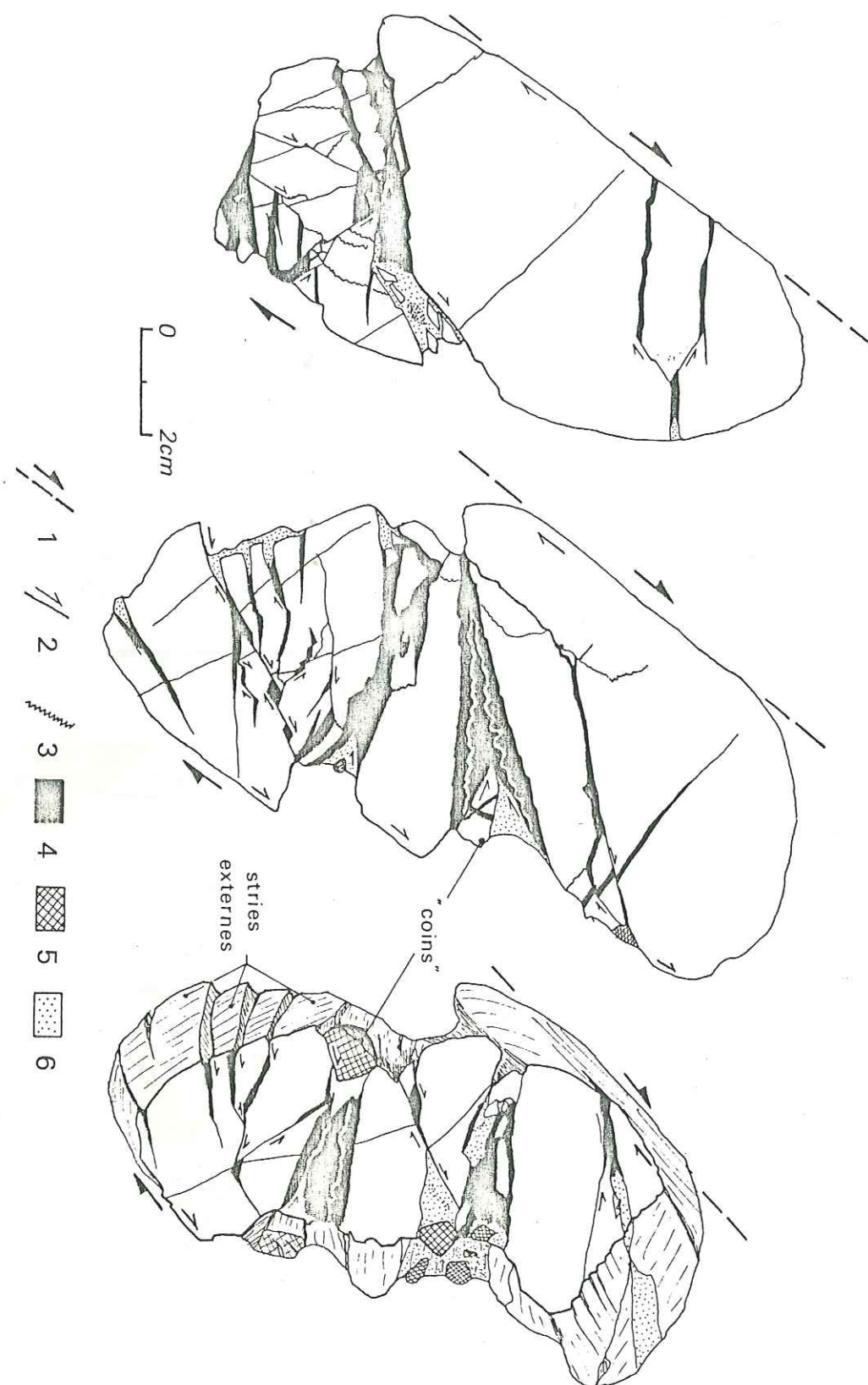


PHOTO 2

FIGURE 18 : Coupes séries dans un galet déformé (station microtectonique 19). 1-Plan de faille principale externe. 2-Microcisaillement interne. 3-Stylolites. 4-Cristaux de calcite automorphe. 5-Graviers de la matrice. 6-Sables de la matrice.



qui présentent, de par leur morphologie, une multitude de faces qui peuvent être assimilées à autant de microplans. Ces microplans variés sont autant de microfailles potentielles qui seront activées ou non suivant leur orientation par rapport aux directions de contraintes principales (figure 19a).

Dans un régime de compression, le premier effet sur le matériel conglomératique se traduit par une diminution de la porosité entraînant une diminution de volume au niveau de la matrice. Cette diminution de volume a pour conséquence de rapprocher les grains entre eux, et, dans un continuum, de les mettre en contact avec les galets. C'est à ce moment là que les grains de la matrice ont un rôle d'objet striateur qui imprime par dissolution les faces des galets. L'aspect de l'impression dépend alors de l'orientation de ces faces par rapport à la direction de raccourcissement.

C'est ainsi que :

- les faces perpendiculaires à la direction de compression ont un comportement mimétique des joints stylolitiques. Les grains pénètrent progressivement à l'intérieur de ces faces par un mécanisme de pression-dissolution. Il n'y a pas de striations. Les "trous" réalisés par ces grains peuvent être assimilés à des pics stylolitiques et leur mesure donne une très bonne approximation de la direction de contraintes maximale.

- Les faces présentant une obliquité importante à la direction de raccourcissement subissent une déformation principalement pénétrative. Le mécanisme de dissolution est dominant sur le mécanisme striateur et nous observons alors des "strilolites".

- Les faces dont l'orientation est proche de la direction de raccourcissement, montrent un comportement cisailant dominant par rapport au mécanisme de dissolution. Nous observons alors des faces dont les stries ne possèdent qu'une légère composante pénétrative.

- Les faces parfaitement parallèles à la direction de raccourcissement ne possèdent aucune strie. Cela s'exprime parfois par une bande "neutre", sans strie, faisant couronne autour du galet (figure 19a, photo 1). Les faces striées sont symétriques par rapport à cette bande. En effet de part et d'autre de cette zone, les microplans présentent des stries convergentes. Cela semble indiquer que la déformation encaissée par la matrice est plus importante que celle encaissée par le galet.

Ces diverses orientations de microplans de failles par rapport à la direction de contraintes maximale permettent d'observer simultanément tous les types de microfailles compressives et notamment tous les passages d'un type de microfaille (par exemple inverse pur) à un autre (décrochement pur) (Cf. figure 19b).

Nous pouvons noter qu'aucune strie courbe n'a été observée. On peut ainsi envisager que les galets n'ont quasiment pas subi de rotation entre eux ou par rapport à la matrice au cours de leur déformation.

L'expression simultanée de mécanismes de pression-dissolution et de striation, dans toutes les directions de l'espace, montre la continuité des phénomènes microtectoniques qui rendent compte d'une déformation lente et progressive. Les striations observées ne semblent pas refléter, à cette échelle, des mouvements instantanés et rapides. Ce modèle de déformation pourrait correspondre au "creep" et rendrait compte d'un très faible niveau de sismicité.

II.4.2. La microdéformation des galets à proximité des plans de faille : la déformation cassante.

Les accidents tectoniques à jeux postérieurs aux dépôts conglomératiques, montrent, à leur proximité, des galets entièrement tronçonnés. Sur leur pourtour ces galets ne présentent pas de traces importantes de dissolution, mais ils apparaissent globalement déformés par des fractures et des cisaillements internes (Cf. photo 2). Ils peuvent posséder alors un axe d'allongement généralement vertical. La fracturation visible extérieurement correspond en coupe (figure 18, figure 20), à des fentes ouvertes colmatées dans leurs parties les plus internes, par des cristaux de calcite automorphes et dans leurs parties externes, par des apports de la matrice ou des débris de galets.

Suivant le contexte structural ponctuel, ces galets montrent une déformation légèrement différente.

- Les galets constitutifs du plan de faille.

* Les relations géométriques et dynamiques entre le plan de faille et les microstructures des galets :

Les galets, dont une des faces appartient au plan de faille majeur, montrent, dans une coupe perpendiculaire à ce plan (figure 21, figures 18 et 20), un agencement des fentes et de stylolites non aléatoire. Les rapports géométriques et dynamiques entre ces deux types de microstructures semblent prouver que leur fonctionnement est synchrone et compatible avec une seule direction de raccourcissement.

En effet, nous observons (Cf. figure 21) qu'une même fente peut couper ou être recoupée par la même famille de joints stylolitiques.

De plus, la direction de raccourcissement déduite de ces microstructures est compatible avec celle déduite du mouvement observé sur le plan de faille majeur.

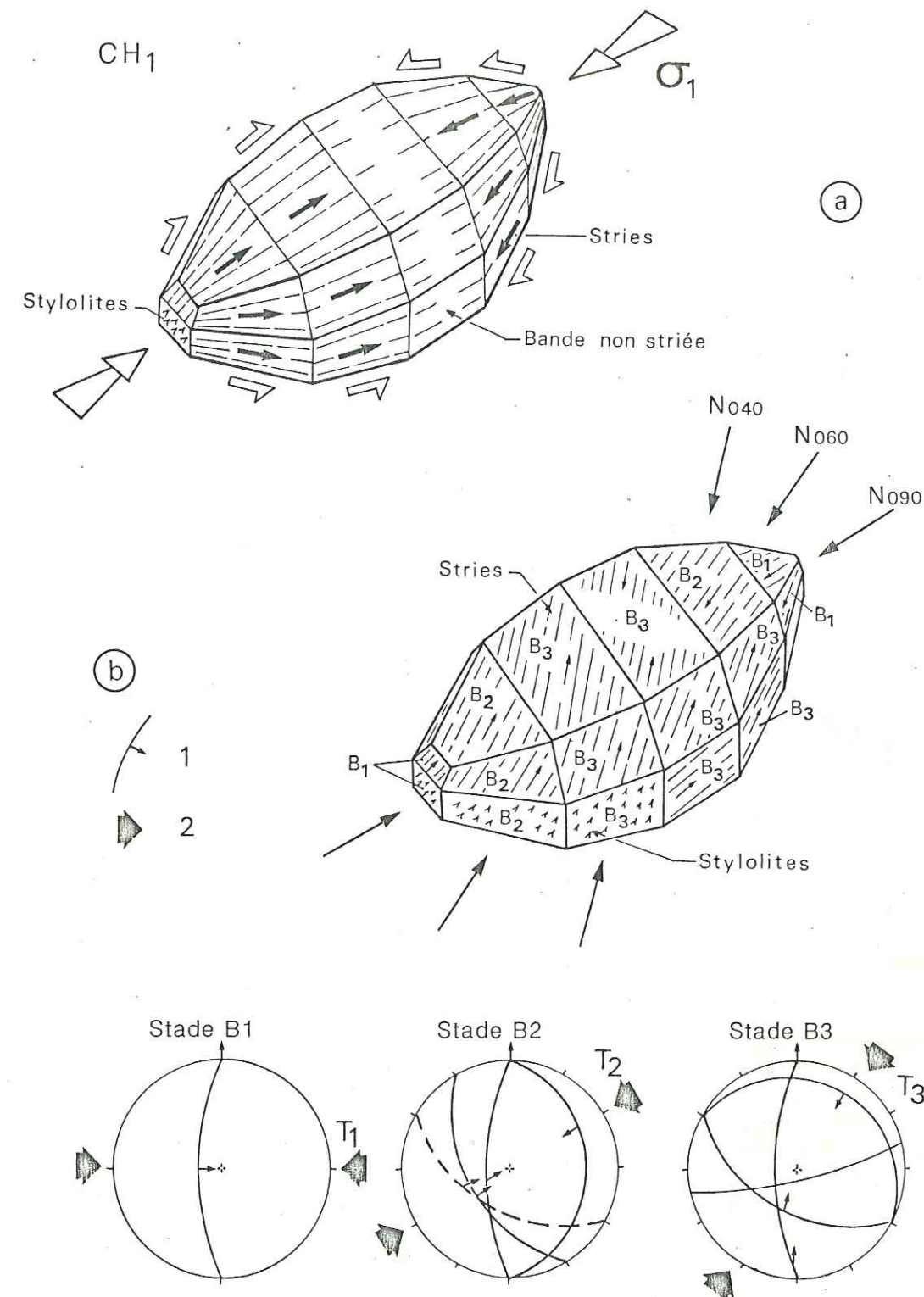


FIGURE 19 : a-Déformation d'un galet par striation (une seule direction de raccourcissement) b-Déformations successives d'un galet par striation (3 directions de raccourcissement) et représentation stéréographique de ces microdéformations. 1-Microplan de faille et sa strie. 2-Composante horizontale maximale σ_1 du tenseur de contraintes.



FIGURE 20 : Coupe d'un galet tronçonné à proximité d'un plan de faille. 1-Direction de raccourcissement. 2-Plan de faille externe. 3-Microcisaillement interne. 4-Stylolites. 5-Cristaux de calcite automorphe. 6-Graviers de la matrice. 7-Sables de la matrice.

Le même état de contraintes est donc responsable du tronçonnement des galets constitutifs du plan de faille et du fonctionnement de ce plan.

* Les relations géométriques et dynamiques entre les microstructures internes du galet et son aspect externe :

Le tronçonnement des galets, qui correspond à l'ouverture de fentes ou fractures, entraîne une modification géométrique de leurs formes originelles, généralement ellipsoïdiques. Le remplissage de ces fentes ouvertes s'effectue par l'intermédiaire d'une cristallisation de calcite automorphe, parallèlement aux épontes, formant des bandes rectilignes de cristaux. Intercalés à l'intérieur de ces bandes, on trouve des éléments constitutifs de la matrice et du galet (Cf. figures 18 et 20).

Ce colmatage des fentes ouvertes fait intervenir deux mécanismes distincts :

- une cristallisation de calcite post ou syn-ouverture de la fente, en relation avec les circulations de fluides liées au fonctionnement de la faille ;

- une pénétration, post ou syn-ouverture de la fente, d'éléments de la matrice ou du galet, généralement en forme de "coin", qui s'effectue à l'aide de microcisaillements.

La reconstitution de la forme originelle du galet, en refermant les différentes fractures, indique que les deux mécanismes de colmatage utilisés sont soit synchrones, soit en alternance.

Hormis la face représentant le plan de faille majeur, certaines faces tronçonnées du galet sont imprimées de stries fines non pénétratives. Lorsque l'on reconstitue la forme initiale du galet, on s'aperçoit que l'ensemble de ces microplans s'agence en une seule face à striation unique (Cf. figure 18). Le tronçonnement du galet apparaît donc postérieur à sa striation.

On peut ainsi imaginer qu'après blocage du système conglomératique par mise en contact des galets entre eux (striation), la déformation suivante est encaissée soit par la dissolution (Cf. paragraphe II.4.1.), soit par la fracturation. Dans notre cas, la proximité d'un plan de faille actif favorise le comportement cassant. Dans ce contexte tectonique, les mouvements successifs sur le plan de faille peuvent être mis en corrélation avec les ouvertures ou les réouvertures plus ou moins rapides des fractures du galet, suivies d'un colmatage rapide par pénétration d'éléments fracturés du galet ou de la matrice, lent par circulation de fluides et cristallisation de calcite automorphe. Ce type de déformation pourrait correspondre à des glissements par à-coups (stick-slip faults) qui rendraient compte d'une déformation sismique.

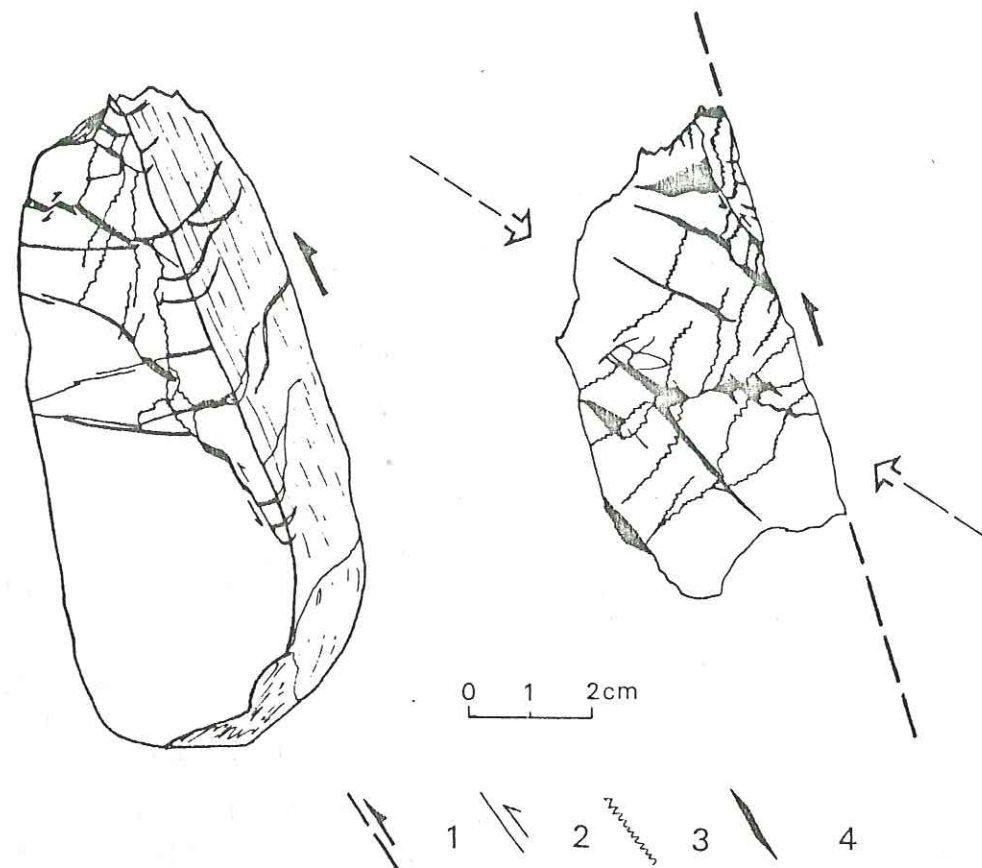


FIGURE 21 : Coupe de galets appartenant au plan de faille principale. 1-Plan de faille principale. 2-Microcisaillement interne, 3-Stylolites, 4-Fente de tension.

- Les galets extérieurs au plan de faille.

Plus la distance entre plan de faille et galet augmente, et moins les galets apparaissent déformés (photo 3). A une distance d'échelle métrique, on peut observer quelques galets fracturés dont les fentes sont uniquement colmatées par des cristaux de calcite automorphes mais les microcisaillements internes ne sont plus exprimés. Ces microfractures pourraient être liées aux différentes ruptures sur le plan de faille, c'est à dire à une activité sismique. Très rapidement, les galets apparaissent non déformés. C'est ce que nous avons déjà remarqué dans le paragraphe II.2.1. (figure 12) à une autre échelle.

II.5. ANALYSE DES TENSEURS DE CONTRAINTES DEDUITS DES METHODES D'ANALYSE MICROTECTONIQUE.

II.5.1. Les caractéristiques des tenseurs de contraintes ponctuels et leurs relations avec les accidents tectoniques majeurs.

Les méthodes d'analyse microtectonique (Cf. § I.2.3.) ont permis de définir les tenseurs de contraintes principales dans les 35 stations de mesures effectuées en Provence (Cf. figure 10), de les classer chronologiquement et de les regrouper en diverses familles correspondant à des stades successifs de la déformation.

Puis, nous avons reporté les directions principales des tenseurs de contraintes ponctuels, correspondant aux différents épisodes tectoniques, sur une carte des accidents majeurs actifs au Mio-Plio-Pléistocène (figure 22).

Nous constatons que :

a) Les directions de contraintes horizontales maximales ponctuelles sont compatibles dans toutes les stations avec le fonctionnement des accidents majeurs se trouvant à proximité.

b) Au cours d'une même période tectonique, coexistent dans un espace d'échelle régionale, des directions de contraintes horizontales locales variées apparemment hétérogènes. C'est ainsi qu'au Miocène supérieur-Pliocène, nous observons des directions de σ_1 locales globalement E-W à l'Est du décrochement durancien alors qu'à l'Ouest elles sont approximativement N-S.

c) Les grandeurs relatives des contraintes principales des tenseurs ponctuels sont en accord avec la nature des mouvements des accidents auxquels elles se rattachent. C'est ainsi qu'à proximité des décrochements (figure 22, S5, 2, 9, 12, 13, 15, 29), les tenseurs respectifs sont définis par une contrainte minimale σ_3 horizontale, alors que près des chevauchements σ_3 est verticale.

d) Dans la majorité des stations, les tenseurs de contraintes montrent des rapports R proche de 0 impliquant un σ_2 proche de σ_3 . Ces rapports définissent un ellipsoïde de contraintes proche de l'état de révolution. Nous pouvons en déduire que les conditions de déformation récente sont proches de celles d'une déformation de type superficiel permettant l'expression simultanée de mouvements décrochants et chevauchants. Cette remarque va dans le même sens que les observations faites précédemment (§ II.1., II.3. et II.5). Nous pouvons ainsi rapprocher le style tectonique de la Provence, dans notre classement théorique des types de déformation, du cas représentant la déformation décrochante compressive (type D) (Cf. figure 6d).

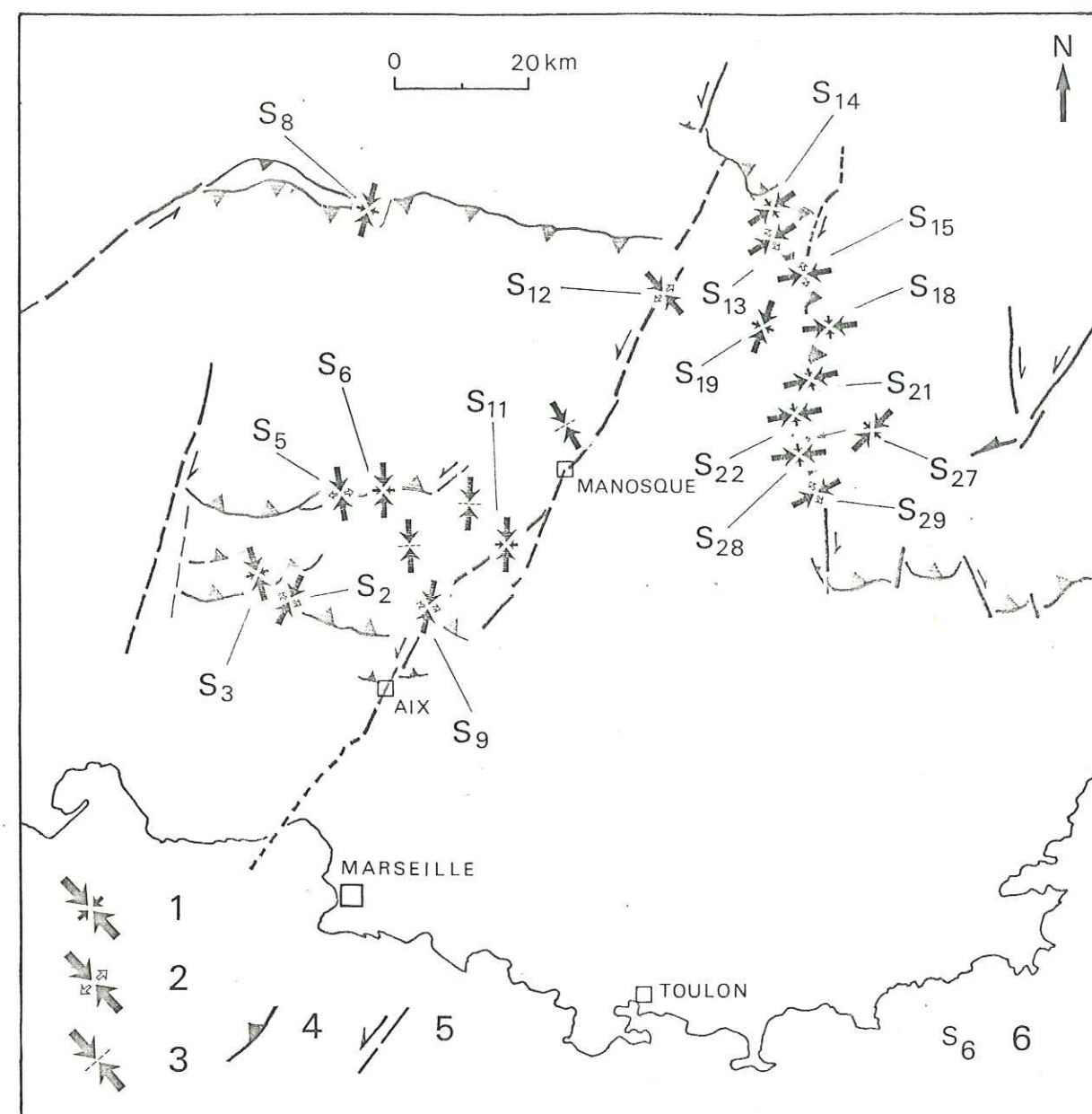


FIGURE 22 : Carte des tenseurs moyens de contraintes ponctuels au MIO-PLIOCENE.

- 1-Axes des contraintes principales horizontales σ_1 et σ_2 , $R < 0.5$: système chevauchant dominant (+décrochement).
- 2-Axes des contraintes principales horizontales σ_1 et σ_3 , $R < 0.5$: système décrochant dominant (+chevauchement).
- 3-Direction de raccourcissement horizontal (ARTHAUD, 1974, Rapport ELF inédit).
- 4-Chevauchement. 5-Décrochement.
- 6

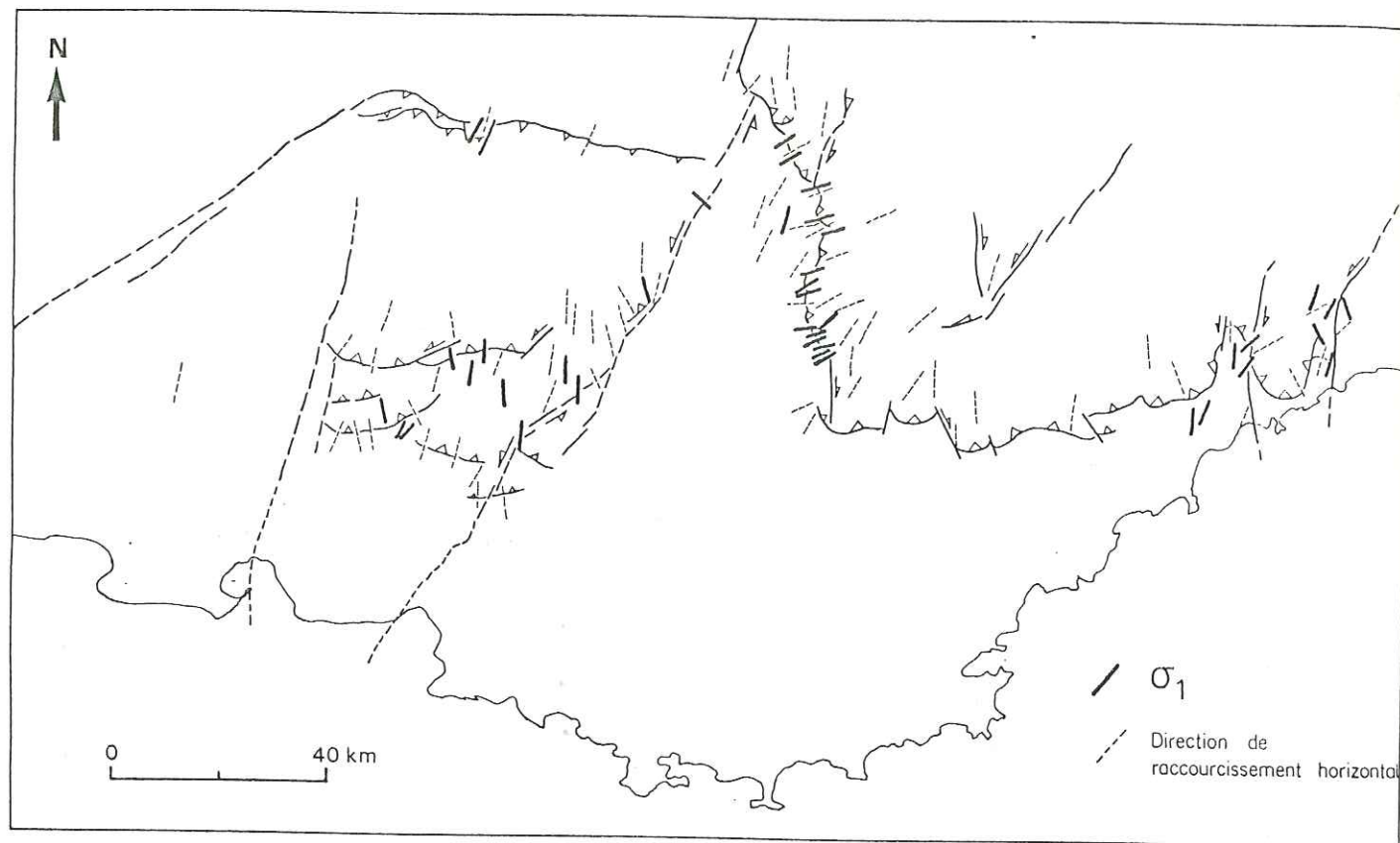


Figure 23 : Carte des données microtectoniques et structurales au Mio-Pliocène.

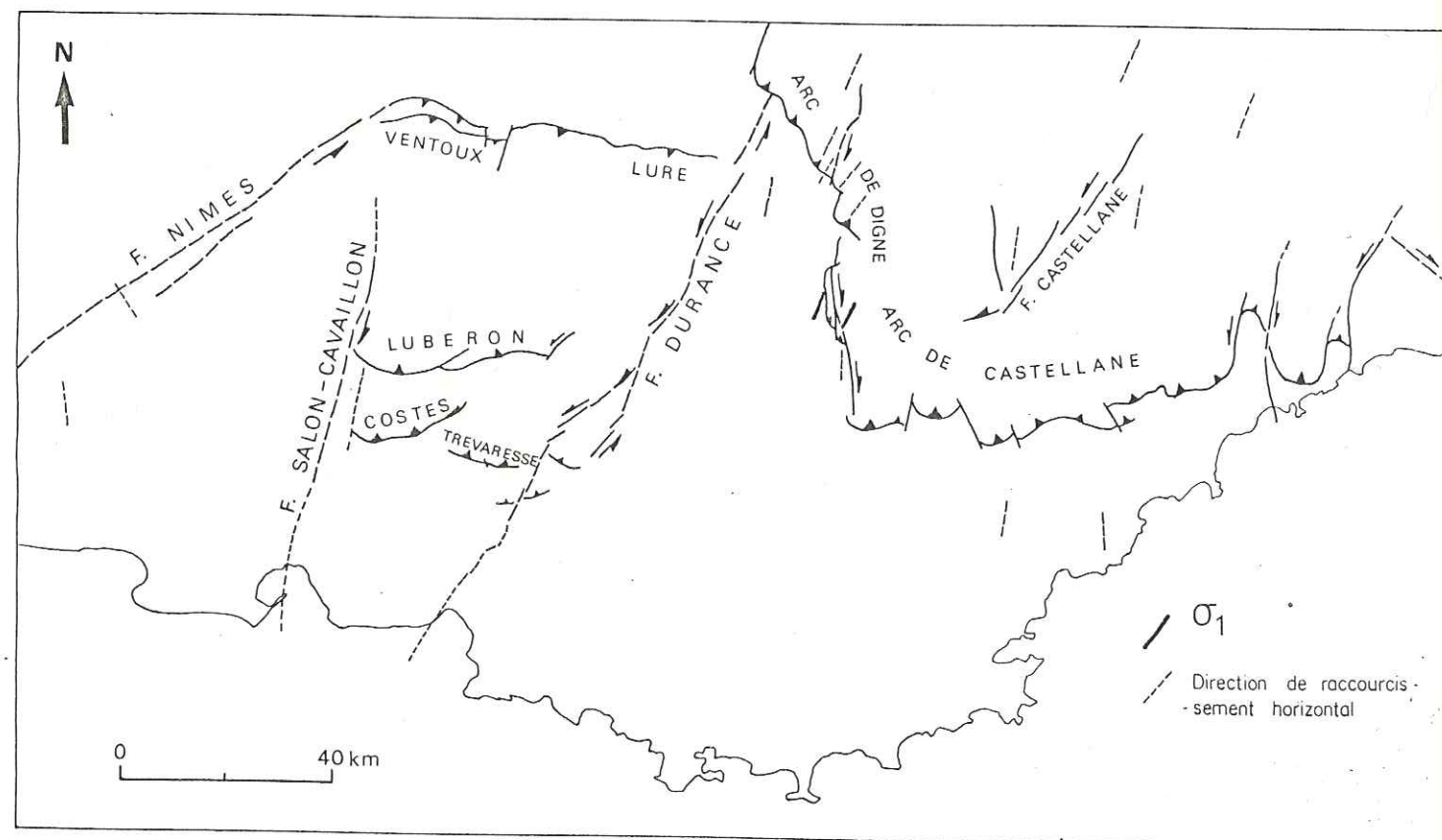


Figure 23 : Carte des données microtectoniques et structurales au Pléistocène-Actuel.

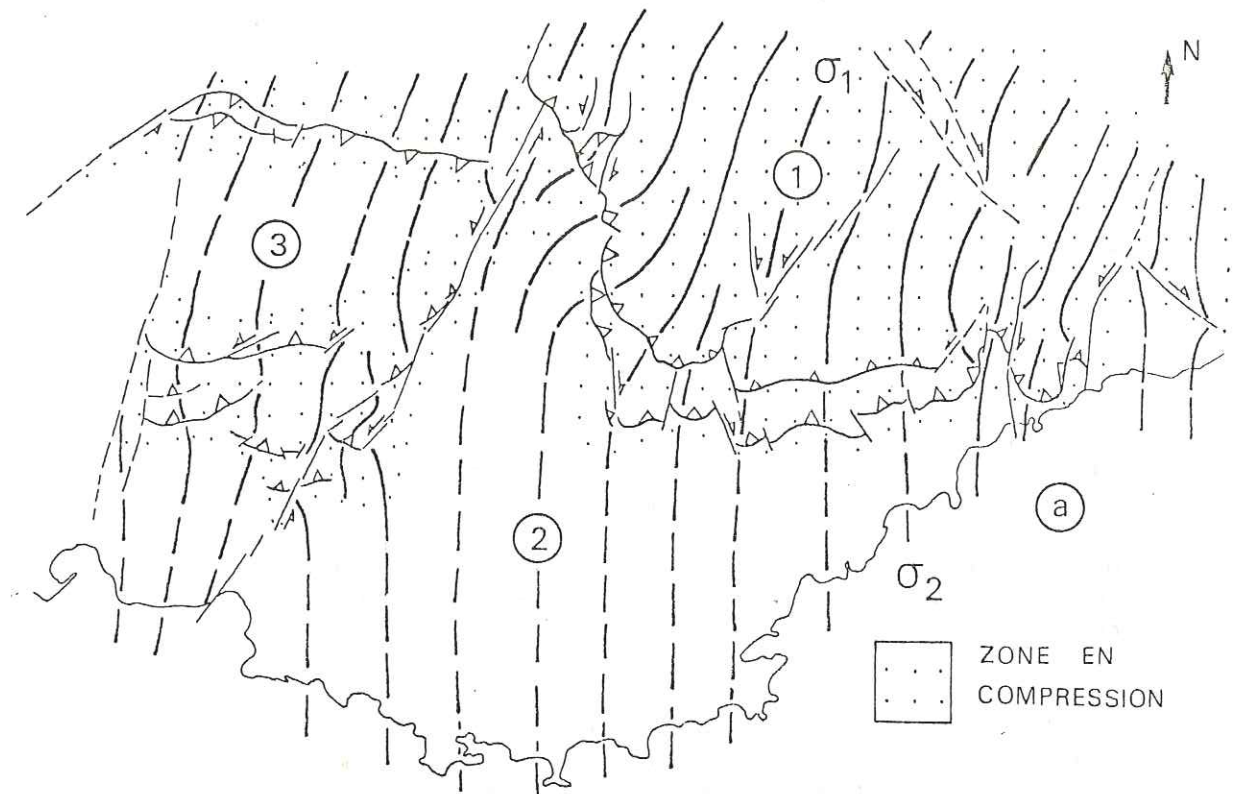


FIGURE 23a : Esquisse des trajectoires de contraintes horizontales maximales au MIO-PLIOCENE.

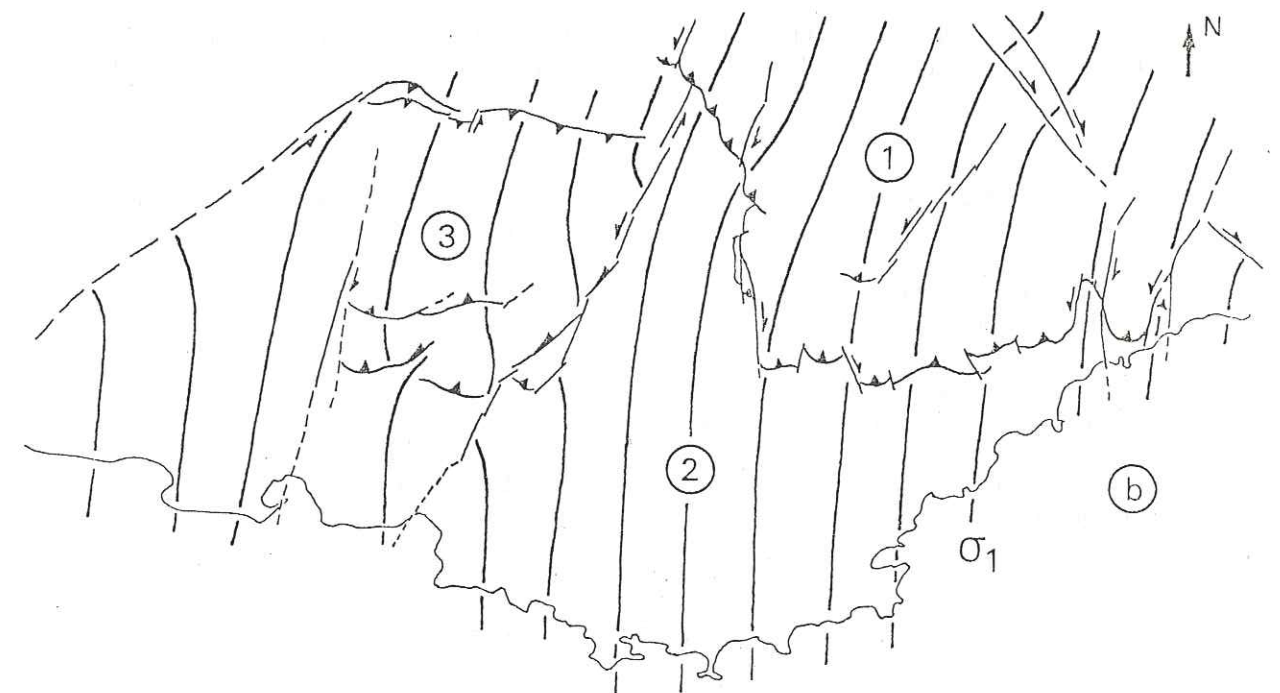


FIGURE 23b : Esquisse des trajectoires de contraintes horizontales maximales au PLEISTOCENE-ACTUEL.

e) Il existe une remarquable coaxialité dans tous les sites microtectoniques entre les directions de raccourcissement déduites des structures tectoniques locales (plis, chevauchements, ...) et les directions de contraintes horizontales maximales déduites des microstructures (figure 23).

II.5.2. Reconstitution des trajectoires de contraintes horizontales maximales régionales à différentes époques : au Mio-Pliocène et au Quaternaire actuel.

Les conclusions précédentes sont applicables à l'ensemble des stations microtectoniques, notamment la coaxialité entre les directions de raccourcissement déduites des mégastructures et les directions de σ_1 déduites des microstructures. Ces faits nous permettent d'étendre à l'ensemble de la Provence les résultats obtenus ponctuellement. C'est ainsi que nous avons reconstitué les trajectoires de contraintes horizontales maximales au fini-Miocène Pliocène (figure 23a) et au Quaternaire actuel (figure 23b).

Ces reconstitutions nous permettent de distinguer des zones où les directions de contraintes sont relativement constantes depuis le Miocène supérieur (domaines 2 et 3, figures 23a et 23b) et des zones où elles ont varié (domaine 1, figure 23a et b). De plus, cela permet de déterminer, au niveau des lacunes d'observations, l'orientation de σ_1 ainsi que les mouvements possibles le long des accidents majeurs.

Nous donnons à titre de comparaison la carte des contraintes réalisée par J. FRECHET (1978) obtenue à partir des axes P des mécanismes au foyer des séismes alpins (figure 23c).

II.5.3. Les relations géométriques entre trajectoires de contraintes (σ_1) et accidents tectoniques.

Deux types de déviation de trajectoire de la contrainte σ_1 sont à considérer :

- les déviations dues à la géométrie de la structure tectonique à l'intérieur d'un épisode de déformation ;
- les déviations en relation avec les changements d'épisodes tectoniques.

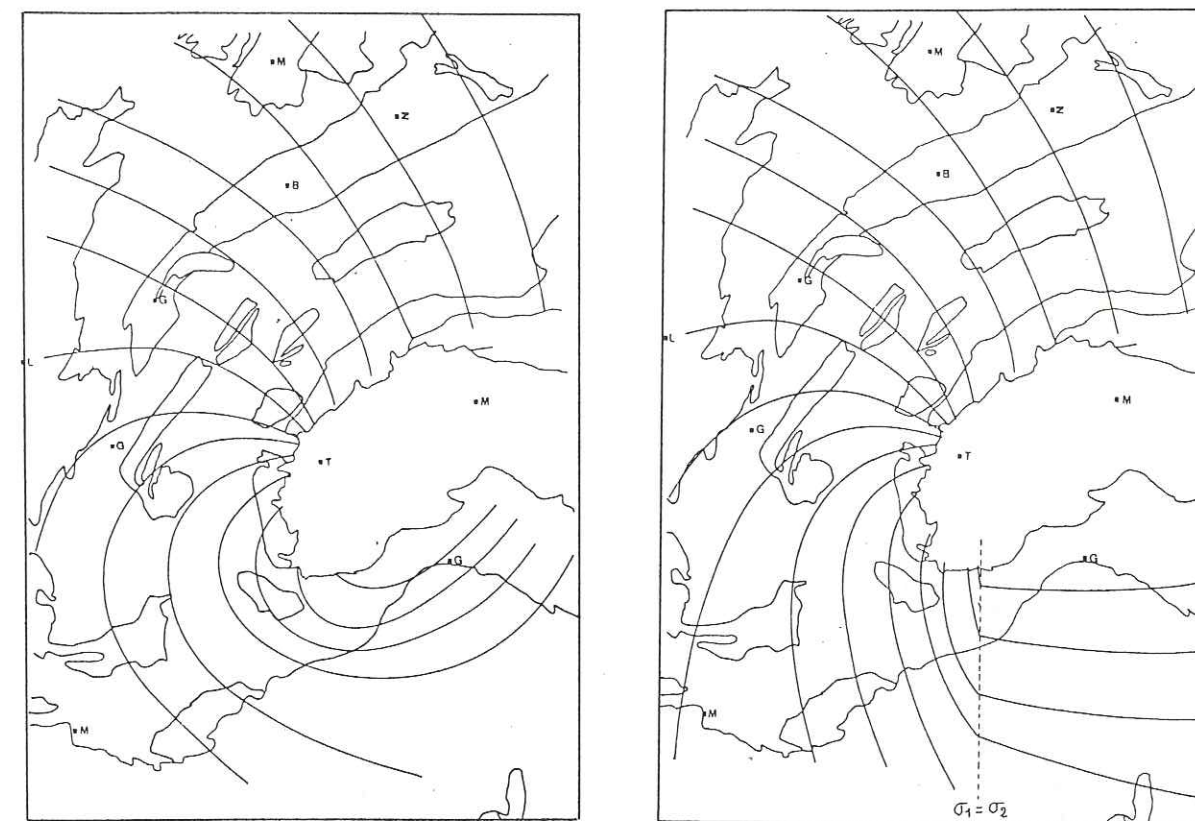
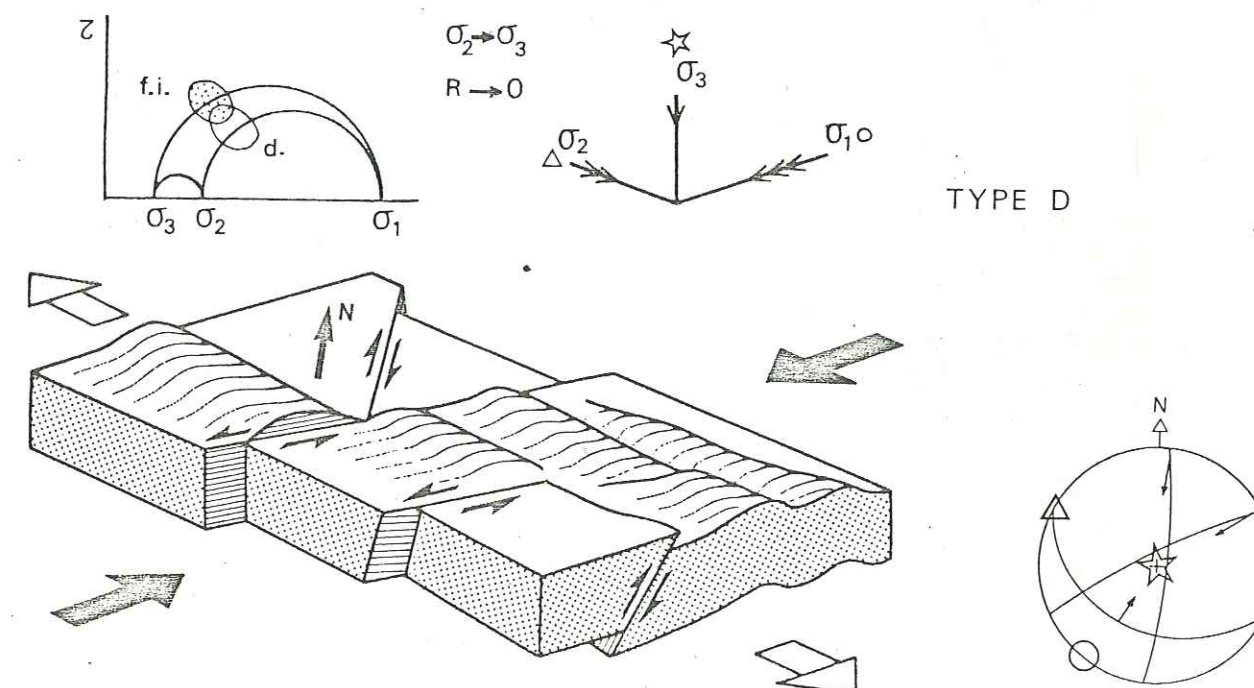


FIG.23c: Interprétation 1; lignes de direction de compression maximale.

Interprétation 2



Déformation décrochante compressive

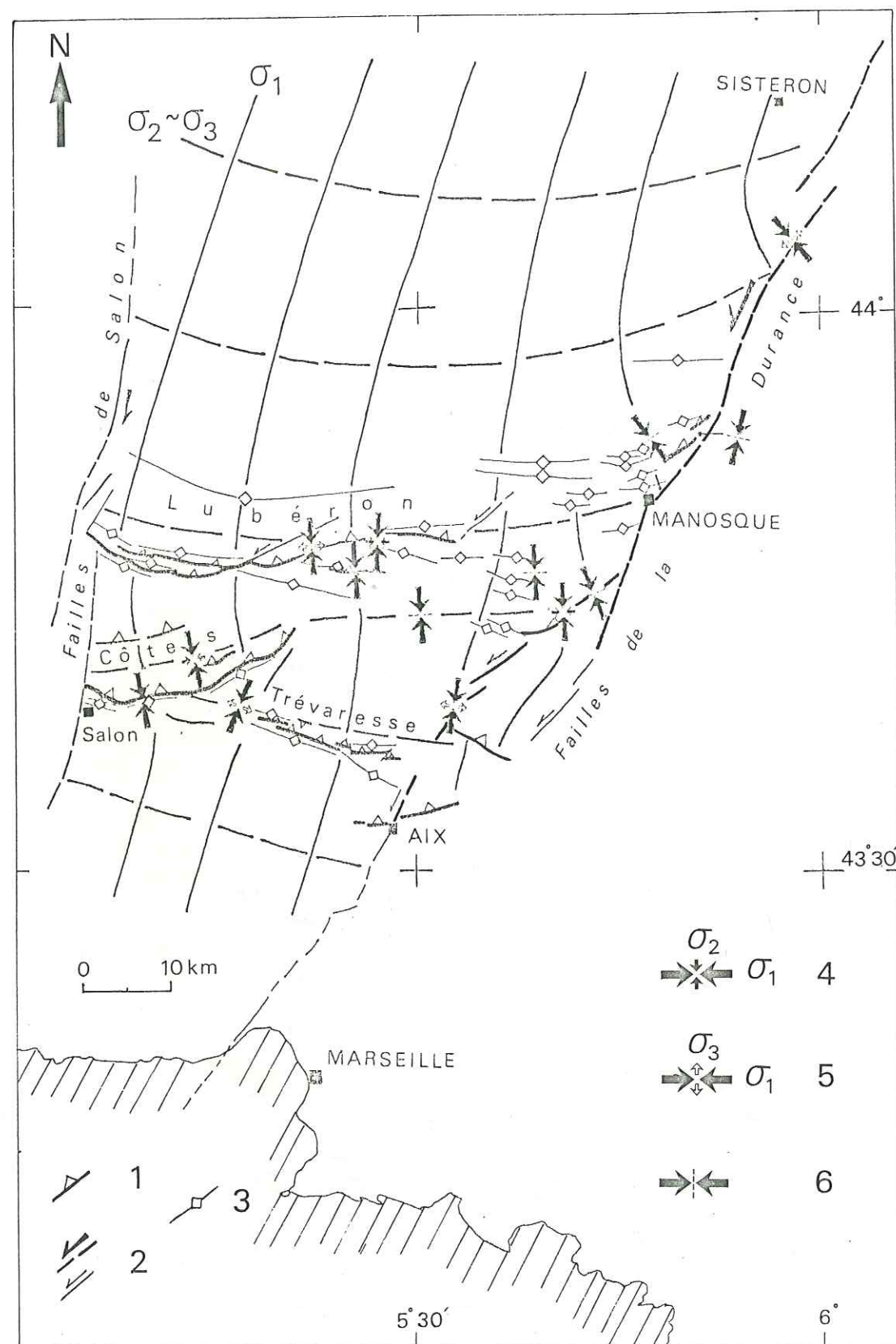


FIGURE 24 : Les relations géométriques entre les trajectoires de contraintes et les accidents tectoniques : exemple de l'accident durancien. 1-Chevauchement. 2-Décrochements. 3-Axe de pli. 4-Axes des contraintes principales du tenseur (σ_3 vertical). 5-Axes des contraintes principales du tenseur (σ_2 vertical). 6-Direction de raccourcissement horizontal (ARTHAUD F., 1969, 1974).

- Les déviations locales dues à la géométrie de l'accident tectonique.

Les déviations dans le plan horizontal.

- * Cas de la transition domaine 1/domaine 2 (Cf. figure 23a).

Les déformations synsédimentaires observées le long de l'Arc de Castellane au Mio-Pliocène (GIANNERINI G. et al., 1977 ; GIGOT G. et al., 1974, 1975), montre une permanence de la compression N-S avec migration de la déformation des zones internes vers les zones plus externes. Au niveau du contact "Arc de Digne"- "Valensole", la direction de σ_1 change rapidement d'orientation pour passer de N030 à N070-080. Ceci s'explique par un débordement latéral de la "nappe de Castellane" lui donnant une allure de compression E-W, alors que le front de la nappe continue à se translater suivant une direction N-S. Ces variations dans les directions de σ_1 sont interprétées comme des déviations locales de la direction de contrainte régionale approximativement N-S, dues à la géométrie de la bordure convergente.

- * Cas de la transition domaine 2/domaine 3 : le décrochement durancien.

Nous avons vu dans le paragraphe II.3.2. (Cf. figure 13) que le mouvement horizontal décrochant de l'accident durancien se transmettait au niveau de la chaîne de la Trévaresse, en une compression plus diffuse de direction N-S correspondant à des jeux de failles inverses. Au niveau de la microtectonique, cela se traduit par une augmentation substantielle de la proportion des microfailles inverses par rapport aux microdécrochements.

Parallèlement, la direction de σ_1 passe du Nord au Sud d'une orientation N150 (subperpendiculaire au décrochement) à une orientation N010 (subparallèle au décrochement) (figure 24). Cette relation géométrique entre la direction de σ_1 et la direction de l'accident semble être en accord avec le passage du mouvement décrochant à un mouvement chevauchant. On peut interpréter ces faits comme une déviation locale de la direction de σ_1 , due à la géométrie de l'accident, qui devient perpendiculaire à l'accident dans la zone où il fonctionne en décrochement "pur" et qui devient parallèle à celui-ci dans la zone où le mouvement horizontal est transformé en mouvements verticaux.

Les déviations dans le plan vertical.

Les différents chevauchements récents observés en Provence occidentale sont schématisés par les différents stades présentés sur la figure 25. Nous avons ainsi replacé les tenseurs des stations microtectoniques liés aux accidents majeurs chevauchants en fonction du degré d'évolution de ces chevauchements.

A la naissance du chevauchement, lorsque celui-ci fonctionne

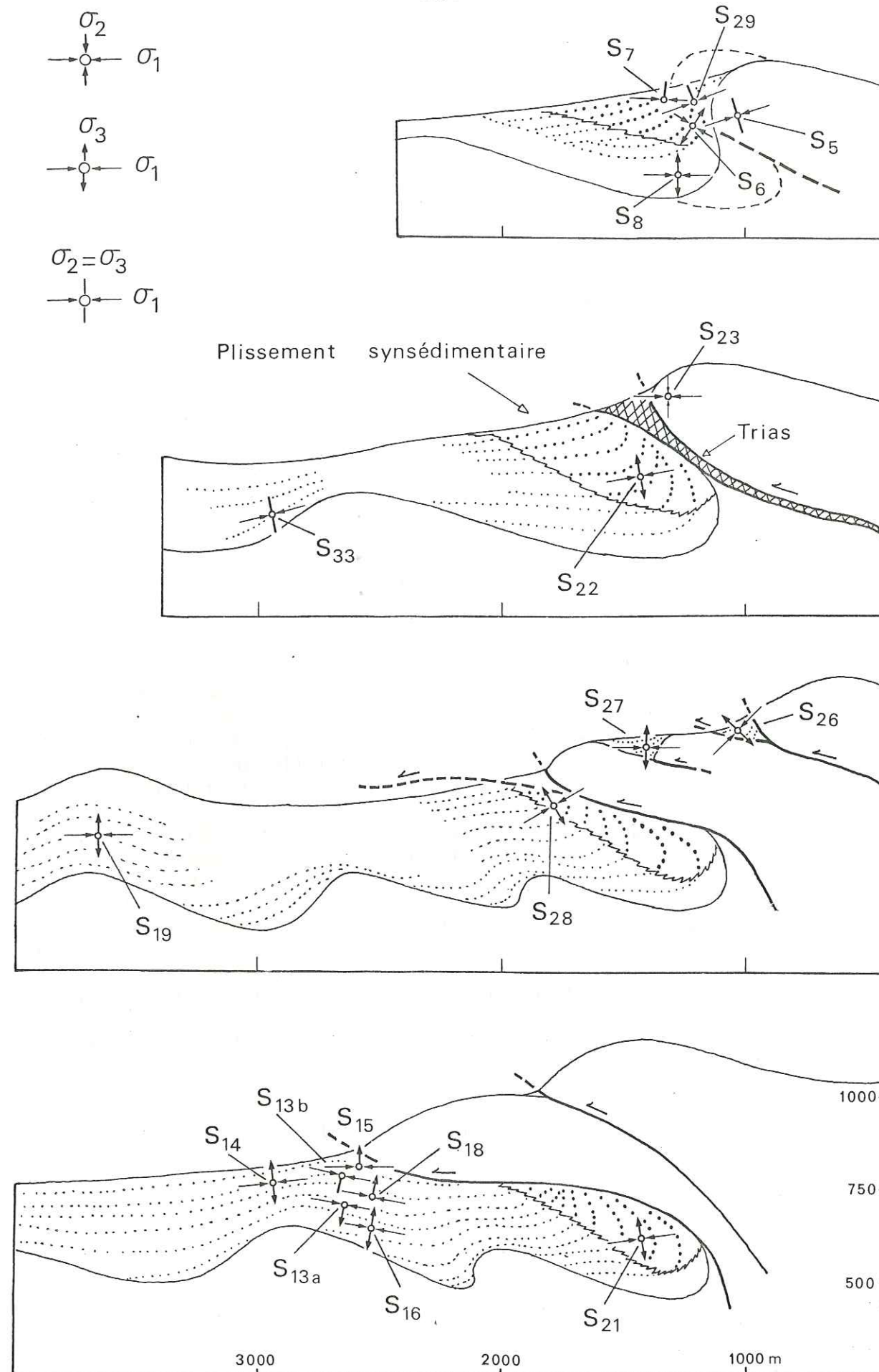


FIGURE 25 : Coupes schématiques figurant divers stades de chevauchement et leurs relations avec les axes principaux des tenseurs de contraintes.

comme une faille inverse, nous remarquons que la contrainte σ_1 possède un pendage dans le sens du compartiment chevauchant vers le compartiment chevauché (figure 25, S 29, 5, 22, 26, 28, 21). En avant et en arrière de cet accident, la contrainte σ_1 est horizontale (figure 25, S 7, 8, 23, 19).

D'autre part, le fonctionnement de ces chevauchements dans des conditions de subsurface entraîne une création de relief. Cette topographie d'origine tectonique implique que les points hauts sont des crêtes anticlinales et les points bas des dépressions synclinales. La trajectoire des contraintes, dans le plan vertical, épouse avec une amplitude plus faible cette topographie. Cette remarque doit être mise en relation avec les deux faits suivants :

- les contraintes sont toujours parallèles à une surface libre qui est, dans notre cas, la topographie d'origine tectonique ;
- il peut exister des rotations rigides à l'intérieur des terrains (conglomérats de Valensole) ayant préalablement fossilisé les déformations correspondant aux tenseurs calculés.

- Les déviations en relation avec les changements d'épisodes tectoniques.

Le passage fini Pliocène-Pléistocène se traduit au niveau des déformations affectant le contact "Arc de Digne"- "Valensole" par :

des changements de directions dans les axes des plis N170 à N120 ;

- des modifications de la nature des mouvements tectoniques et microtectoniques suivant l'orientation des plans et microplans de failles par rapport aux différentes directions de raccourcissement.

Parallèlement, les tenseurs de contraintes montrent une rotation sénestre dans le plan horizontal d'une direction N080 à N030. L'analyse microtectonique indique que cette déviation s'effectue progressivement et non pas par un changement brutal d'orientation de la contrainte.

L'exemple de la région de Moustiers Sainte-Marie est démonstratif à cet égard (figure 26).

Sur la coupe présentée, nous observons d'Ouest en Est :

- la formation Mio-Pliocène des conglomérats de Valensole (faciès proximal) plissée suivant une direction N170-160 au contact du front subalpin ;
- ce conglomérat est chevauché par un synclinal d'axe N150-140

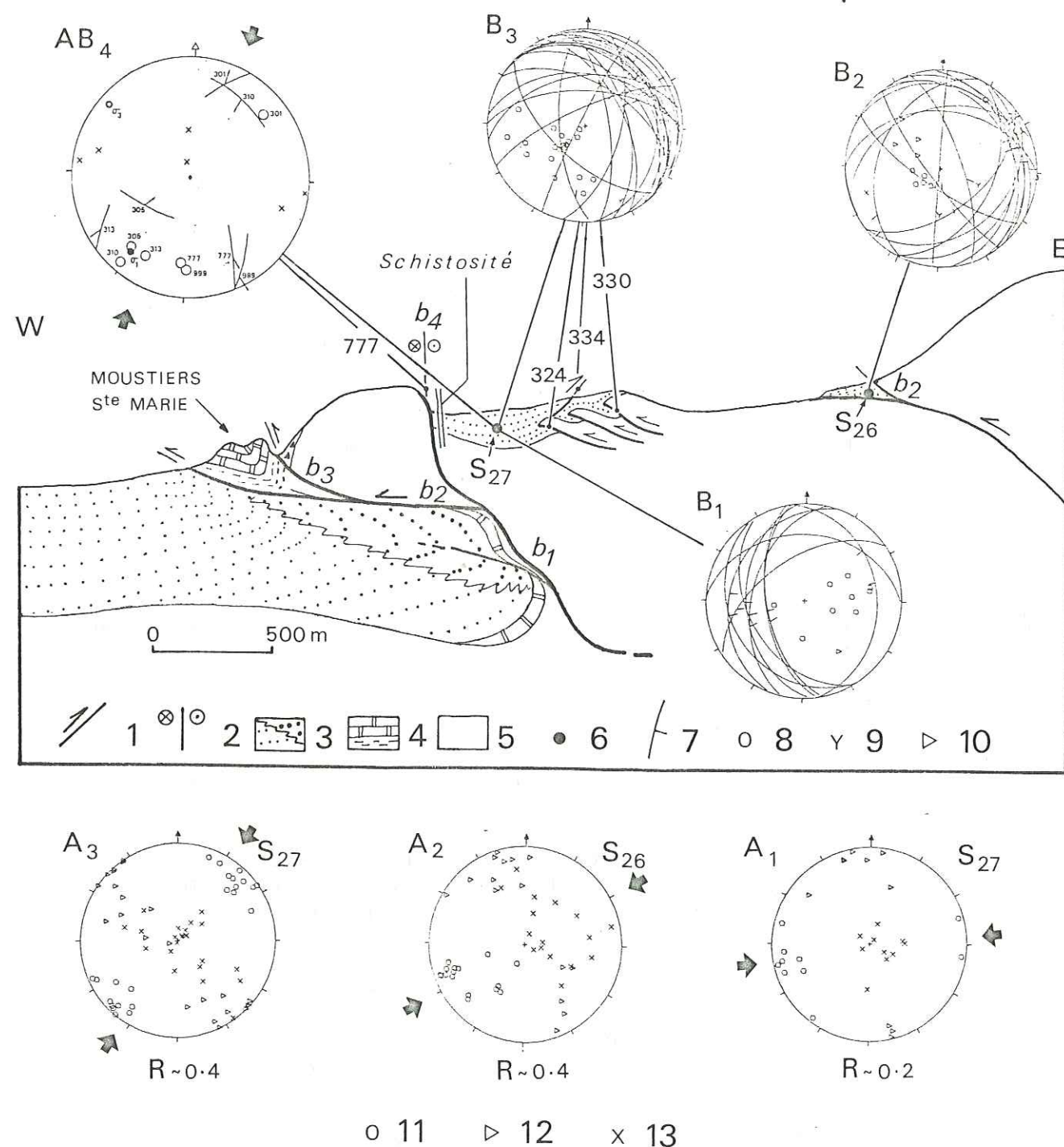


FIGURE 26 : Les rapports contraintes-déformations au cours du changement d'épisode tectonique MIO-PLIOCENE/PLEISTOCENE : exemple du front subalpin dans la région de Moustiers Ste Marie. 1-Faïlle chevauchante. 2-Décrochement. 3-Conglomérat du Valensole d'âge mio-pliocène. 4-Calcaires et marnes miocène. 5-Calcaires mésozoïque. 6-Station microtectonique. 7-Plan de microfaille et sa strie. 8-Pôle de plan Inverse. 9-Sénestre. 10-Dextre. A-Représentation stéréographique des tenseurs de contraintes relatifs à chaque strie. 11-Contrainte maximale σ_1 . 12-Contrainte intermédiaire σ_2 . 13-Contrainte minimale σ_3 .

constitué de marnes et de calcaires lacustres d'âge Miocène, lui-même chevauché par l'unité mésozoïque la plus externe du front subalpin ;

- reposant en discordance sur cette unité, les conglomérats de "Courchons", apparentés à ceux du Valensole, dessinent un synclinal synsédimentaire d'axe N140. Ces conglomérats ont enregistré au cours de leur déformation une rotation de la contrainte dans le plan horizontal d'environ 40° passant d'une direction fini-Miocène N080 à une direction fini-Pliocène N040 (tenseurs A1, A2, A3). Cette variation dans les directions de contraintes, entraînant le passage du tenseur A1 au tenseur A3, se traduit au niveau de la microtectonique par le passage du stade de déformation B1 au stade B3.

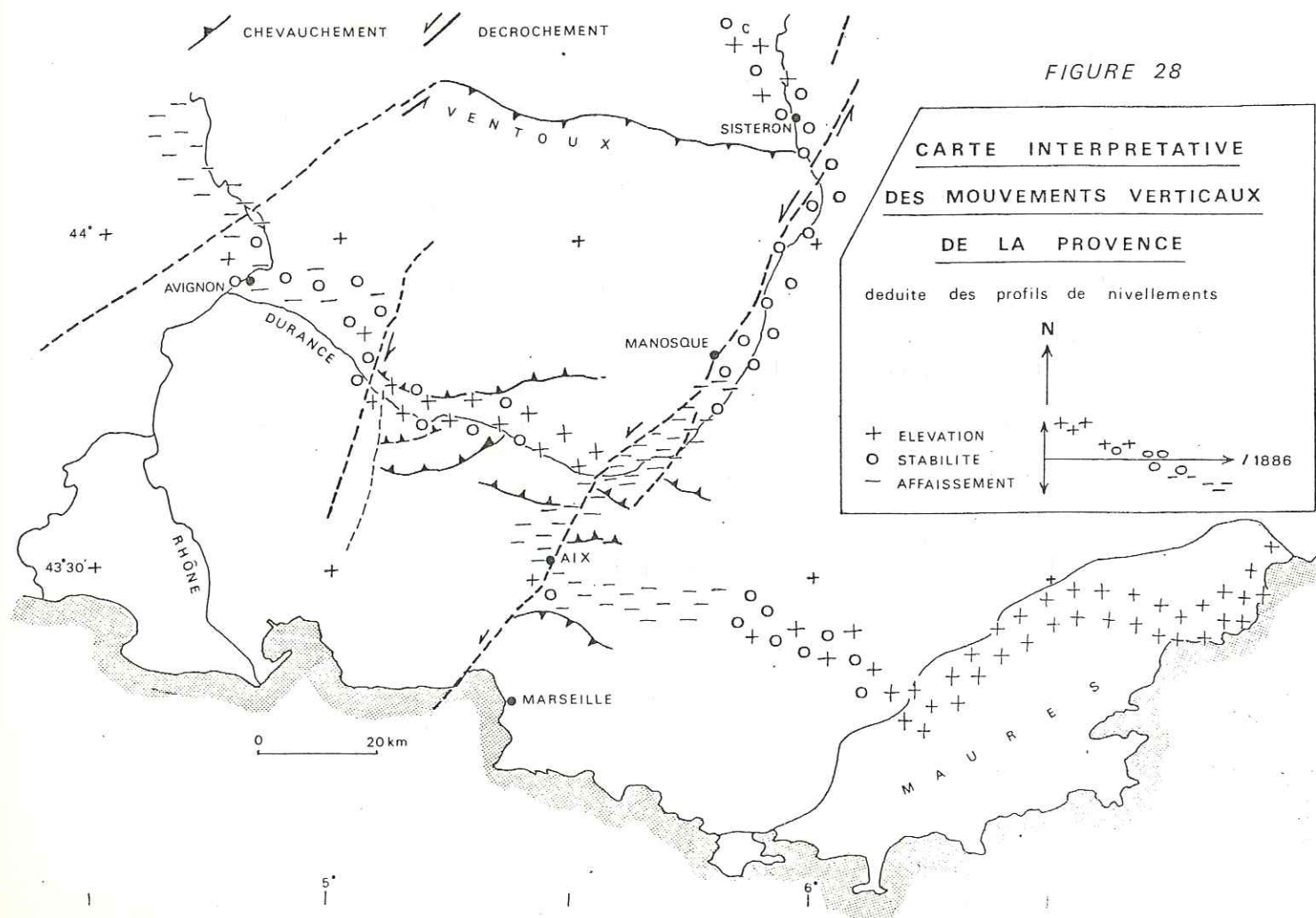
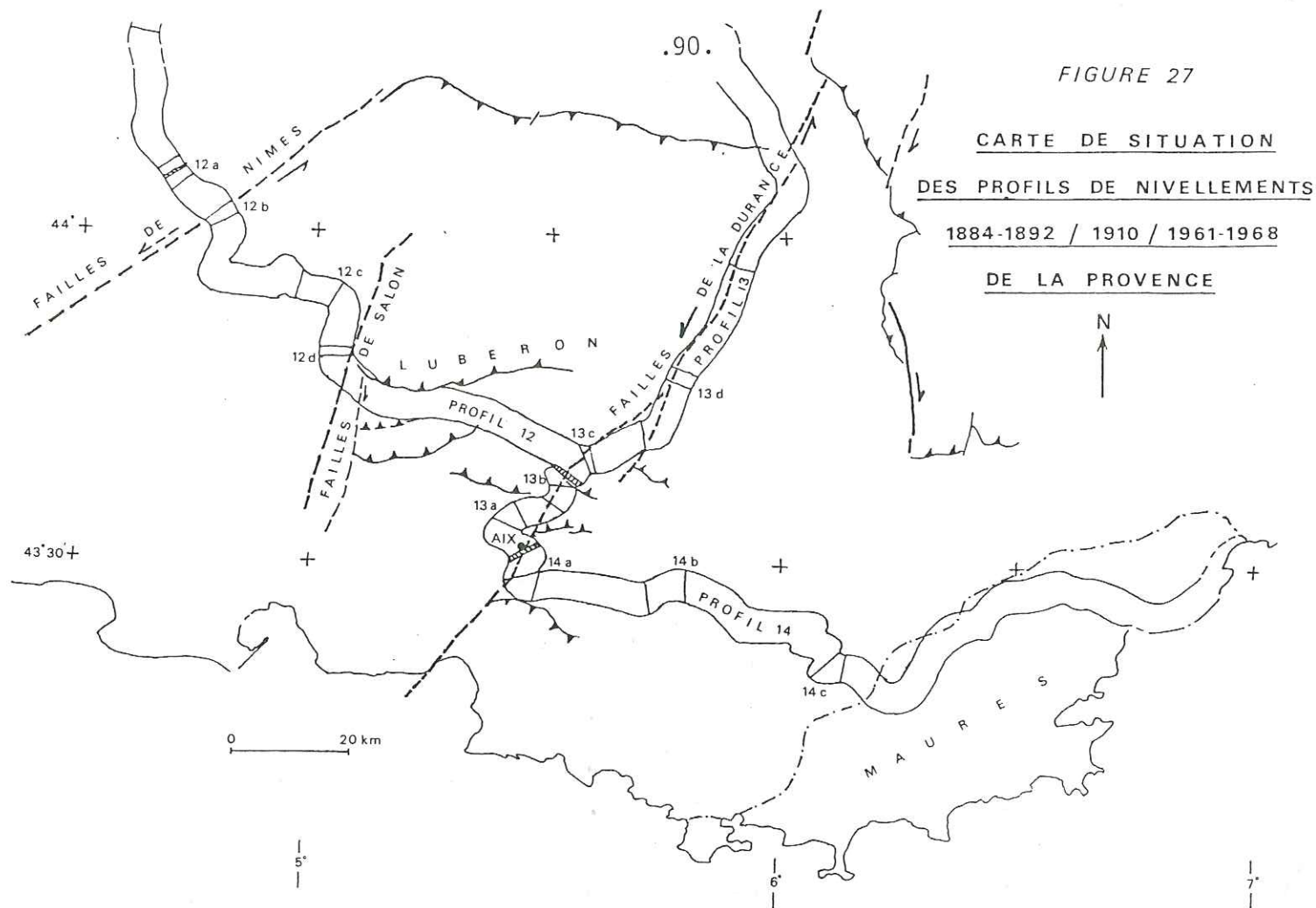
Le stade B1 est défini par une population de microfailles inverses de direction N170-150 à pendages relativement forts. Ces microplans apparaissent comme les conjugués du plan de faille majeur actif pendant la même période (b1). Notre étude nous a montrés que ce stade de déformation correspond au niveau des mégas-structures, à la création du chevauchement des conglomérats du Valensole par le front subalpin, lorsque celui-ci fonctionnait comme une faille inverse (b1) (Cf. figure 17).

Le stade B2 est défini par une population de microfailles inverses mimétiques du plan de chevauchement majeur, lorsque celui-ci fonctionnait comme un cisaillement plat (b2).

Le stade B3 est défini par le même type de microfailles auxquelles s'ajoutent les plans striés (N° 324, 334) correspondant à des mouvements inverses, post-plissement synsédimentaire de la formation conglomératique de "Courchons", qui recoupent tous les bancs (b3).

Postérieurement, ces conglomérats sont déformés par un accident majeur décrochant dextre (N° 777) : au contact de ce plan, d'orientation et de pendage $155^\circ 75' E$, cette formation est affectée d'une schistosité subverticale de même direction.

Le traitement de ces failles par la méthode automatique montre que si l'on ajoute ce plan strié (b4 N° 777) aux différentes populations de microfailles définissant les stades B1, B2, B3, il est systématiquement rejeté dans les calculs des tenseurs respectifs A1, A2, A3. Le mouvement dextre de ce plan n'est possible qu'avec un tenseur de contraintes dont la composante horizontale maximale σ_1 est proche d'une direction N000 à N020. De plus, ce tenseur intègre quelques stries mesurées dans le conglomérat (stade B4, tenseur A4). L'ensemble de notre étude nous permet d'attribuer à ce stade de déformation B4 un âge Pléistocène.



II.6. COMPARAISON TECTONIQUE RECENTE, MESURES DE NIVELLEMENT.

II.6.1. Principe de la méthode.

La réalisation des profils de nivellements successifs (1884-1892/1910/1961-1968) (figure 27), suivant des cheminements identiques, en utilisant les mêmes repères, a permis de mettre en évidence des mouvements verticaux récents dans le Sud-Est de la France (FOURNIGUET J., 1977). Les déformations verticales enregistrées sont centimétriques sur des distances d'ordre kilométrique. Les déformations dues aux mouvements horizontaux ne sont pas enregistrées. Les déformations verticales sont superposées à la carte des accidents majeurs actifs pendant la période Mio-Plio-Pléistocène (figure 28).

II.6.2. Les mouvements verticaux et leurs relations avec la déformation récente.

L'étude de J. FOURNIGUET a montré que les déformations enregistrées (notamment les ruptures de pentes au niveau des profils) avaient une bonne probabilité d'avoir une cause tectonique (figure 29).

En effet :

a) Les ruptures de pentes (notées 12d, 13b, 13c, 13d, 14a, figure 27), des profils 12, 13 et 14 correspondent de manière satisfaisante aux tracés des accidents tectoniques actifs connus (figure 28, 12d = faille de Salon, 13b, 13c, 13d, 14a = faisceau de failles durancien).

b) Les zones en élévation (figure 28).

. Les zones en élévation de la basse vallée de la Durance (profil 12, figure 27) d'orientation approximative E-W, est située entre deux régions à relief relativement marqué (chaîne du Lubéron et chaînes des Côtes et de la Trévaresse), orientées E-W et ayant pour origine la compression Mio-Pliocène. De plus, cette zone est encadrée de part et d'autre par des accidents décrochants importants, que l'on peut corréler avec des ruptures de pentes (figure 29) et dont le rôle dans la transmission de la compression n'est pas négligeable.

Tout se passe comme si la déformation compressive mio-pliocène avait migré vers le Sud, en avant du Lubéron, par l'intermédiaire des accidents décrochants, entraînant cette élévation d'environ 4 cm entre 1910 et 1968. Nous pouvons rappeler à cet effet que le séisme de 1909 de "Lambesc" est situé dans cette région et que le mécanisme au foyer correspond certainement à une faille inverse d'orientation approximative E-W (RENAUD F., 1978).

. L'élévation d'une partie des Maures et de l'Estérel (figure 28) peut être mise en relation avec les observations de M. JULLIAN qui décrit un bombement de cette région au Pléistocène et note des lignes de rivages anormalement élevées pour cette même période, avec rejeux possibles de certaines failles (JULLIAN M., 1976).

c) Les zones de relative stabilité (figure 28) correspondent en partie avec les tracés des accidents décrochants, où les mouvements, principalement horizontaux, ne sont pas décelables avec ces mesures géodésiques.

d) Les zones en affaissement ne sont pas incompatibles avec une tectonique en compression car elles peuvent correspondre à des dépressions de type synclinal d'orientation générale E-W, succédant aux bombements de type anticlinal déjà décrits. Pour affiner cette hypothèse, il serait nécessaire d'évaluer l'amplitude et la longueur d'onde du plissement pléistocène en considérant que les conditions de déformation actuelles n'ont guère changé.

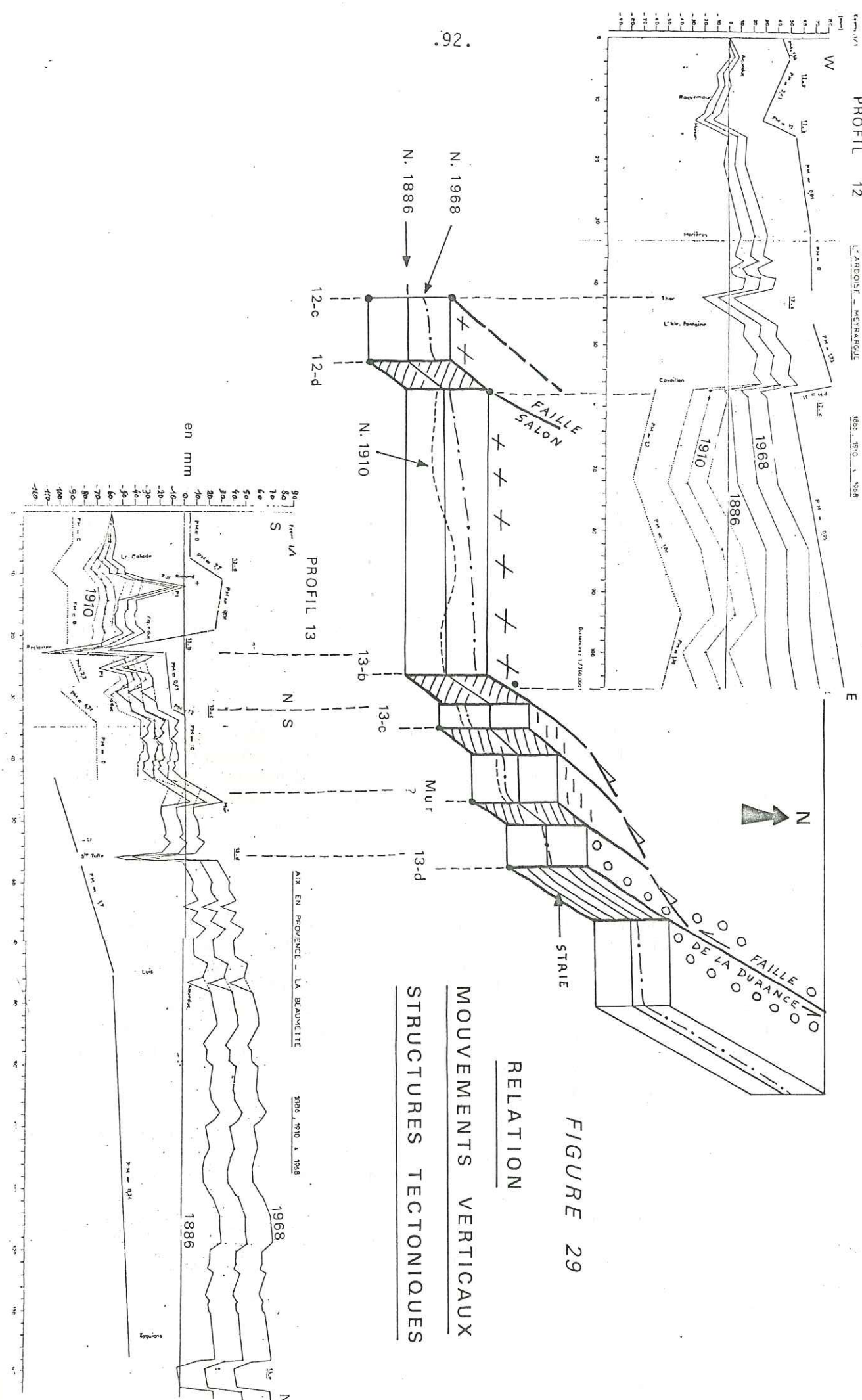
L'enregistrement de ces mouvements verticaux tendrait à confirmer que l'activité tectonique mio-pliocène se poursuit jusqu'à nos jours suivant des modalités peu différentes si ce n'est peut être la migration des zones déformées vers le Sud.

II.7. ANALYSE DU RELIEF PAR LISSAGE DES COURBES DE NIVEAU.

L'établissement d'une carte orographique simplifiée du Sud-Est de la France, par lissage des courbes de niveau, laisse entrevoir deux types de relation entre le relief et l'activité tectonique compressive.

II.7.1. Les relations entre l'intensité de la déformation et le relief.

Il semble exister une relation directement proportionnelle entre l'altitude moyenne des reliefs et l'intensité de la déformation. En effet, les trois domaines structuraux, définis dans le paragraphe II.1.1. qui correspondent respectivement à trois domaines de déformation d'intensité différente, se superposent exactement à trois zones de relief à caractéristiques distinctes (figure 30).



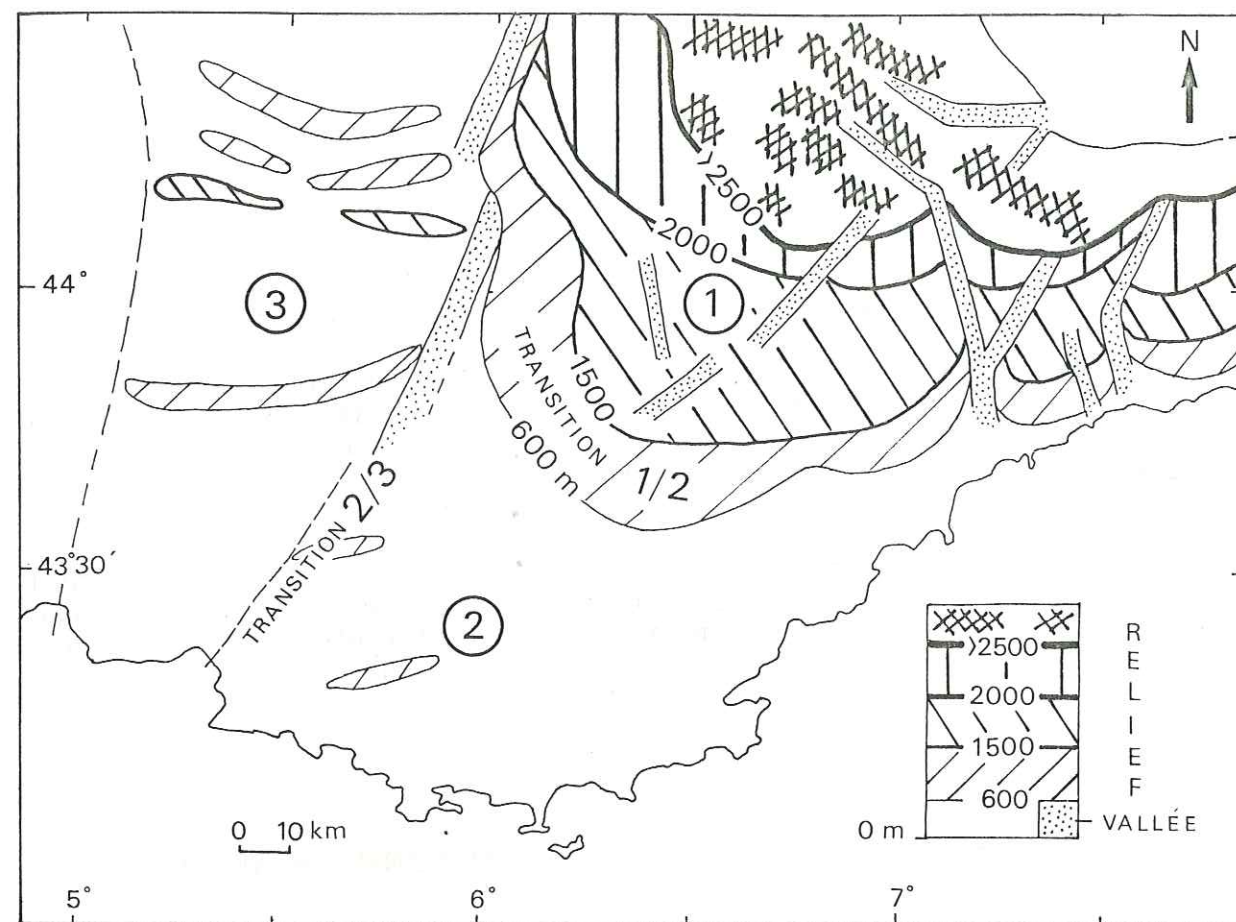


FIGURE 30 : Zonation orographique du Sud-Est de la France.

- Le domaine 1 (chaînes subalpines méridionales) intensément déformé est représenté par des reliefs à forte énergie qui s'étagent progressivement des zones externes vers les zones internes, de 600 à 3.000 m. Ces reliefs qui forment des bandes assez larges d'altitudes moyennes croissantes, épousent les formes des structures tectoniques (par exemple l'Arc de Castellane). De plus ils possèdent une organisation linéaire qui est souvent brusquement interrompue par de grandes vallées rectilignes.

- Le domaine 2 (Provence méridionale + Plateau de Valensole) considéré comme peu déformé par la tectonique mio-plio-pléistocène, tranche nettement avec le domaine précédent par ces reliefs d'altitudes moyennes bien inférieures (0 à 600 m, exception faite du Massif de la Sainte-Baume et de la Sainte-Victoire). La transition entre le domaine 1 et 2 se marque aussi bien par un contraste de déformation que par un contraste de reliefs.

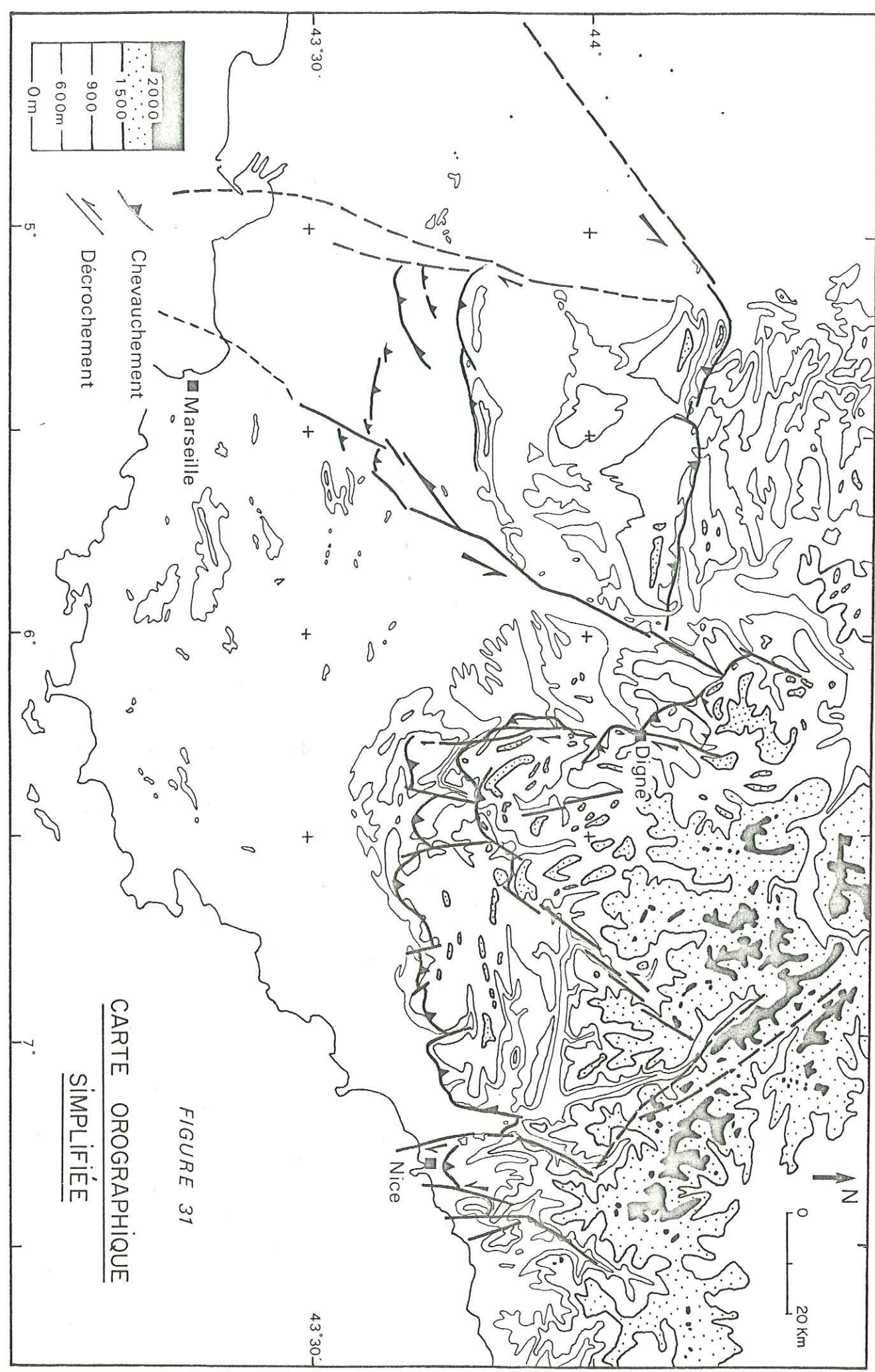
- Le domaine 3 (Monts Ventoux, de la Lure, du Lubéron, des Côtes et de la Trévaresse) est représenté par des reliefs d'altitudes plus diversifiées organisés en bandes parallèles de direction E-W où alternent zones hautes et zones basses. Comme pour le domaine 1, les zones de reliefs relativement élevés se superposent aux zones anticlinales originaires en partie de la tectonique mio-pliocène.

II.7.2. Les relations entre les accidents tectoniques et le relief.

Les ruptures de pente affectant le relief sont superposables dans certaines conditions au tracé des grands accidents supposés actifs au Plio-Quaternaire (figure 31).

- Les chevauchements se caractérisent par les courbes séparant des domaines de hautes altitudes de domaines de basses altitudes soulignant ainsi une assymétrie du relief.

- Les décrochements s'identifient à des droites qui se surimposent à des directions nettement marquées par des basses altitudes (vallées) séparant des domaines plus élevés souvent symétriques.



CHAPITRE III
DEFINITION D'UNE ZONATION TECTONIQUE
A L'ECHELLE DE LA PROVENCE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : platour@ujt-grenoble.fr

Les différentes méthodes d'études utilisées précédemment ont permis de préciser la géométrie et les modalités des déformations superficielles récentes aboutissant à une zonation tectonique valable pour l'ensemble de la Provence (S.L.).

Trois zones à comportements tectoniques différents peuvent être distinguées (figure 32).

III.1. ZONE 1 : ARC DE CASTELLANE - ARC DE DIGNE.

Elle représente un "empilement" de terrains mésozoïques et cénozoïques où la tectonique en compression s'affirme de manière plus ou moins continue de l'Oligocène jusqu'à nos jours avec une direction de contrainte σ_1 régionale N-S ayant varié localement le long de la bordure occidentale de cette "nappe".

Les éléments structuraux s'expriment :

- d'une part, par une succession de chevauchements-plissements qui engendrent des reliefs importants ;

- d'autre part, par des jeux d'accidents coulissants de directions homogènes (NE-SW sénestres, N-S à NW-SE dextres) où se sont souvent installées les grandes vallées pléistocènes. Ces déformations importantes affectent de façon diffuse l'ensemble de cette zone.

Cette région est séparée de la zone 2 par un domaine frontal assez large qui permet de passer d'une zone déformée au relief élevé à une zone relativement plus basse et peu déformée. Ce front :

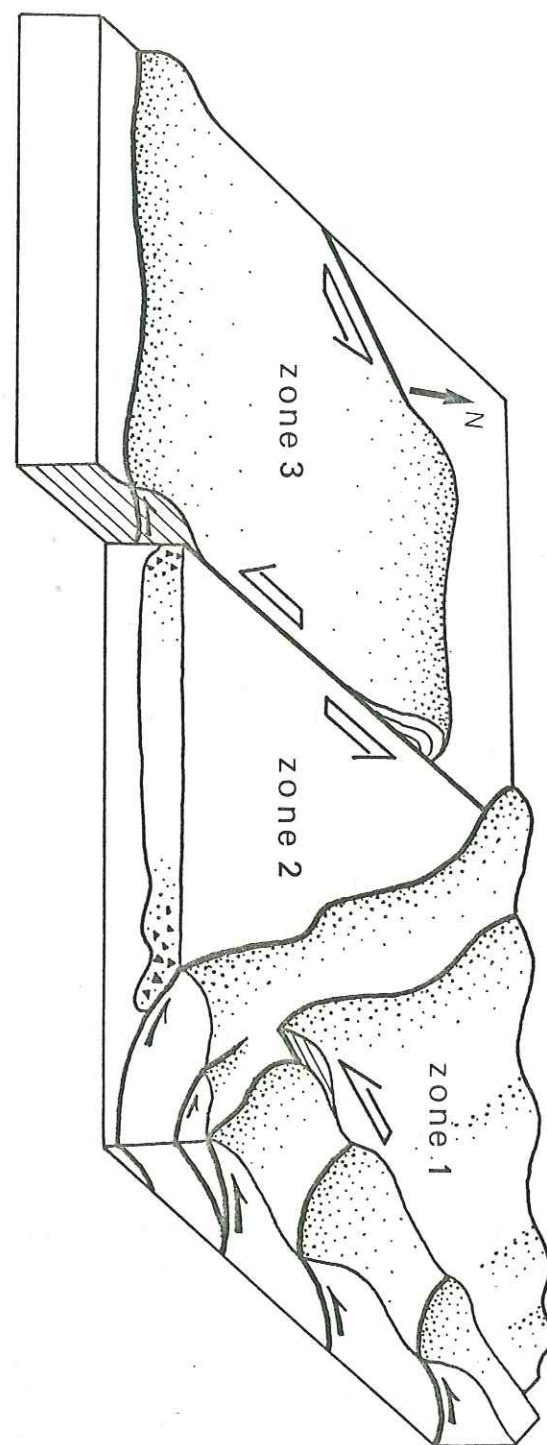
- de direction E-W au Sud de la "nappe de Castellane" montre essentiellement des chevauchements purs ;

- de direction NW-SE à l'Ouest (Arc de Digne) correspond à une zone chevauchante à composante décrochante dextre.

III.2. ZONE 2 : LES MAURES ET L'ESTEREL - LE DOMAINE SUD PROVENÇAL ET LE PLATEAU DE VALENSOLE.

Cette zone est limitée à l'Ouest par le faisceau de faille durancien, au Nord et Nord-Est par le front subalpin. Elle apparaît comme une région relativement stable, de faible relief et peu déformée au cours du Mio-Plio-Pléistocène. Mis à part le plateau de Valensole, uniquement déformé au contact de l'Arc de Digne, qui semble correspondre à un espace diffus de transition zone 1/2, la partie Sud de cette zone 2 présente peu d'affleurements de terrain intra à post-miocène susceptible d'avoir enregistré d'éventuelles déformations.

FIGURE 32 : Bloc diagramme schématique de la zonation tectonique de la Provence.(SL)



La région des Maures et de l'Estérel, où affleure le socle anté-triasique, présente des déformations pléistocènes à allure de bombements et d'affaissements qui sembleraient correspondre à un plissement de grande longueur d'onde et de faible amplitude. Le comportement relativement "rigide" de cette zone par rapport aux domaines voisins peut peut-être s'expliquer par la faible profondeur du socle qui arme cette région. Ce comportement de zone relativement indéformable entraîne une concentration des déformations à sa périphérie au niveau du front subalpin au Nord des accidents décrochants de la Durance à l'Ouest et du Var à l'Est.

La transition avec la zone 3 s'effectue vers l'Ouest par un approfondissement brutal du socle se superposant au tracé de l'accident durancien.

III.3. ZONE 3 : MONT VENTOUX ET MONTAGNE DE LURE, CHAINES DU LUBERON DES CÔTES, DE LA TREVARESSE, ALPILLES.

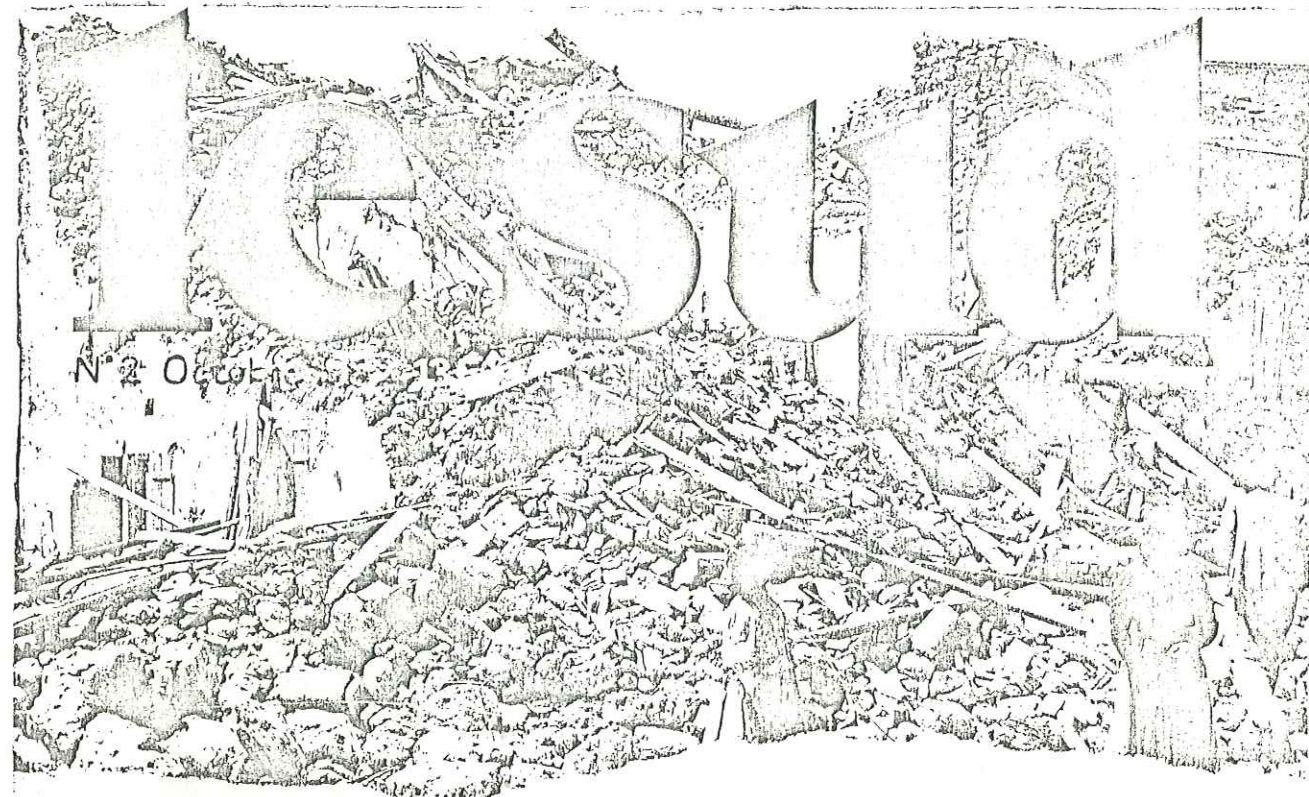
Cette zone est limitée à l'Est comme à l'Ouest par des accidents coulissants de direction NE-SW représentant des bandes étroites et rectilignes de déformations.

A l'intérieur de cette zone on peut définir :

- des zones E-W caractérisées par une déformation de type compressif depuis la fin du Miocène. Ces déformations relativement diffuses intéressent un volume important.

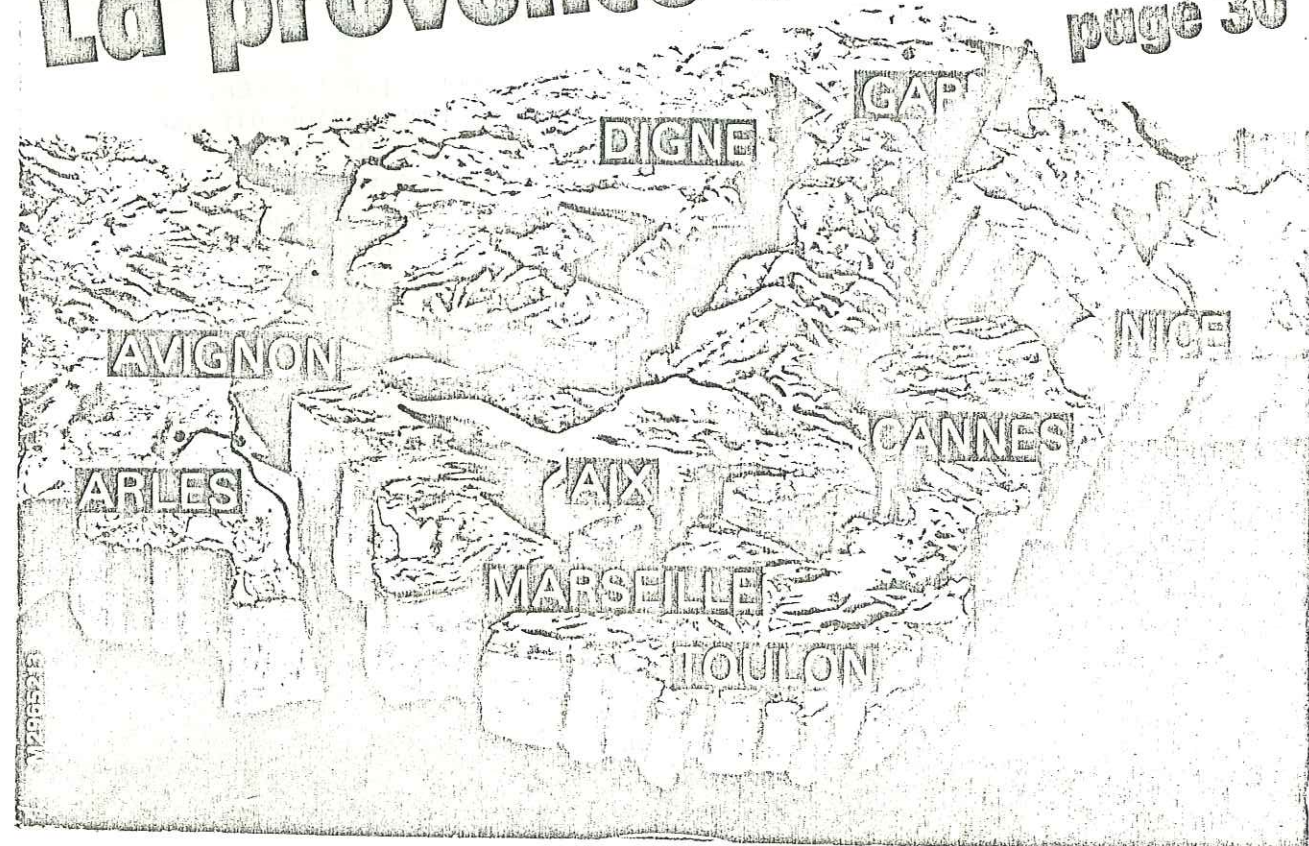
- des accidents décrochants, dont ceux qui limitent cette zone, assurent le relais entre les régions à compression diffuse, délimitant des microzones à déformation de type D décrochante compressive. A l'intérieur de cette zone 3, on trouve des domaines relativement peu déformés (exemple : le plateau de Vaucluse). On peut ainsi expliquer la géométrie de la déformation de cette zone par la juxtaposition de types de déformation, d'échelles différentes, permettant la coexistence de microzones relativement stables et peu déformées.

De plus, la relative stabilité du champ de contraintes et du type de déformations au cours du Mio-Plio-Pléistocène semble ici correspondre à une relative stabilité des microzones peu ou pas déformées. Toutefois, il faut tenir compte des mesures géodésiques de nivellement vertical qui font apparaître, semble-t-il, une légère migration de la déformation vers le Sud (Cf. paragraphe II.6.2.).



SEISMES: La provence en danger

page 30

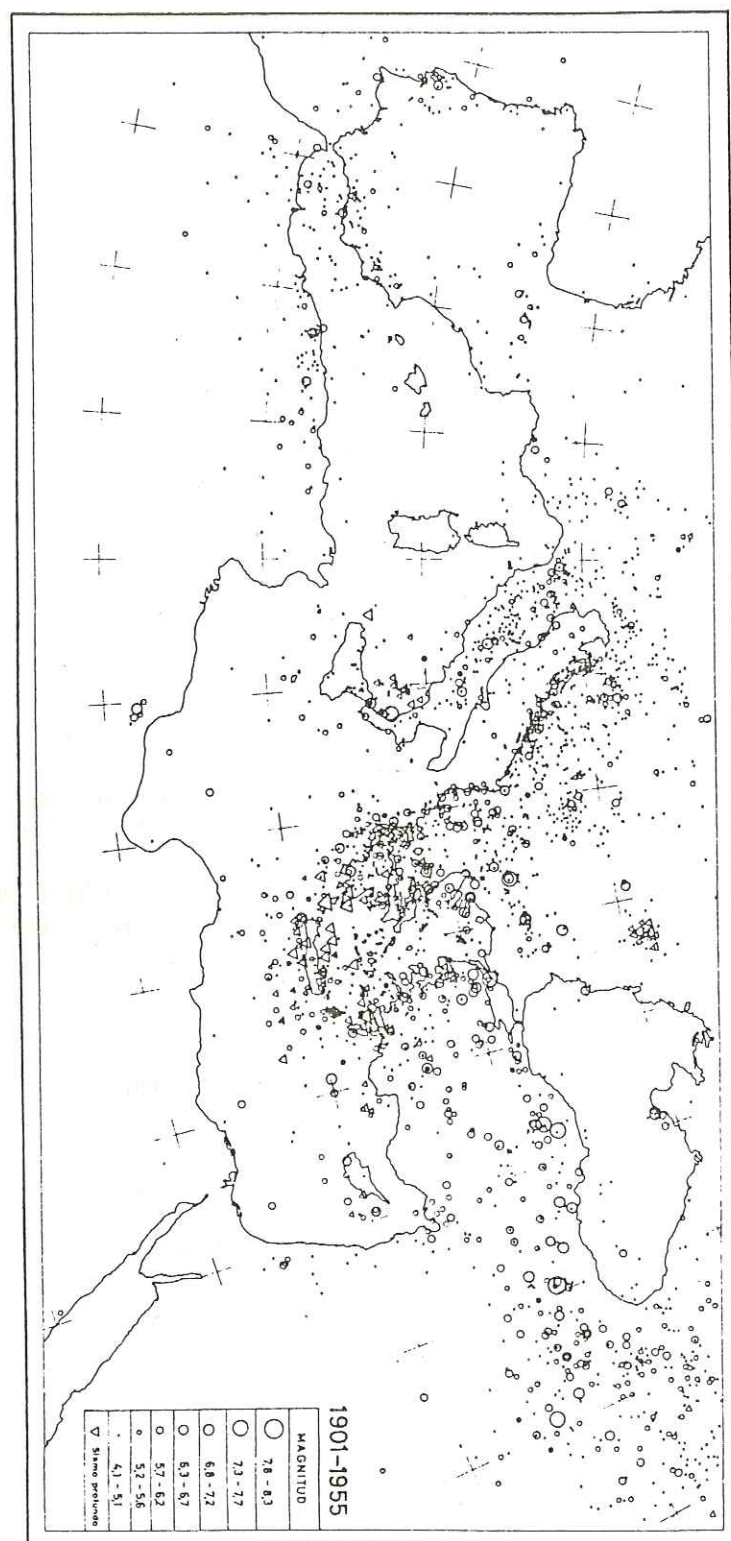


CHAPITRE IV

LA SEISMICITE DU SUD-EST DE LA FRANCE

	Pages
INTRODUCTION	107
IV.1. PRECISION DE LA LOCALISATION DE LA SISMICITE DU SUD-EST DE LA FRANCE	109
IV.1.1. La sismicité historique	109
- Précisions des localisations des séismes historiques	110
IV.1.2. La sismicité instrumentale	110
- Précisions de la localisation des séismes récents	113
- Le réseau de surveillance de Provence de l'I.P.G. de Strasbourg	113
IV.2. PROFONDEUR DES FOYERS DES SEISMES EN PROVENCE ET DANS LES ALPES MERIDIONALES	117
IV.2.1. Rapport sur les méthodes utilisées pour le calcul de la profondeur des séismes histo- riques	117
IV.2.2. Profondeur des séismes historiques en Provence et dans les Alpes Méridionales d'après HEN- DRICKX S. (1980)	118
IV.2.3. Profondeur des séismes récents (instrumentale) dans les Alpes, d'après ROTHE, FRECHET et AHORNER	124
IV.3. LES MECANISMES AU FOYER	127
IV.4. LE SEISME DE LA TREVARESSSE (ou de Lambesc) DU 11 JUIN 1909	129
- Intérêt de l'étude	129
- La tectonique et ses caractéristiques	131
- La sismicité et ses caractéristiques	133
IV.5. RELATION FREQUENCE-MAGNITUDE	139
CONCLUSION	144

FIGURE 33 - La sismicité du Domaine méditerranéen de 1901 à 1955 d'après Karnik [1971].



INTRODUCTION

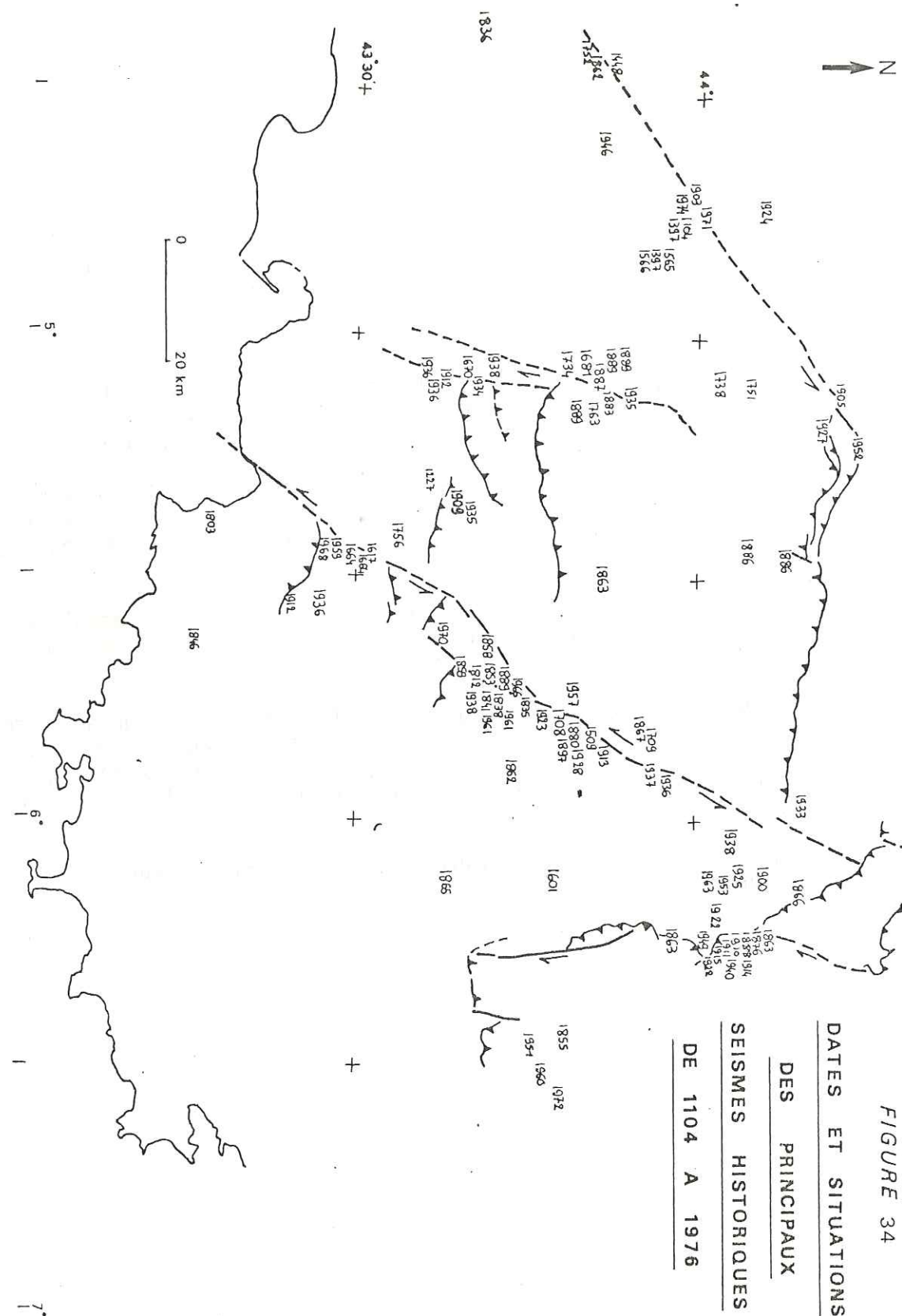
Dans le domaine méditerranéen, la sismicité a pour origine la convergence, suivant une direction Nord-Sud, des plaques africaine et européenne. Cette convergence, qui s'effectue à une vitesse moyenne de 1cm/an en Méditerranée occidentale, provoque la collision des domaines continentaux ou la subduction de certains secteurs à croûte océanique. Les limites de plaques ont évolué au cours des 40 derniers millions d'années et actuellement dans les secteurs en collision on ne peut tracer une limite précise et bien localisée. La collision se traduit par un agencement de domaines à comportements tectoniques différents (TAPPONNIER P., 1977 ; GROUPE DE RECHERCHE NEOTECTONIQUE DE L'ARC DE GIBRALTAR, 1977 ; BOUSQUET C. et al., 1981 ; PHILIP H., 1983). La sismicité qui reflète l'activité tectonique actuelle semble se répartir de manière plus ou moins diffuse à cette échelle (figure 33).

La sismicité des Alpes et de la Provence affecte un vaste domaine à l'intérieur du continent européen et semble correspondre à une sismicité de type superficiel où les profondeurs des foyers ne dépassent pas les 15 à 20 kilomètres.

La Provence apparaît comme une zone sismique intracontinentale à niveau de sismicité faible à l'échelle méditerranéenne mais relativement élevé à l'échelle de la France.

Nous allons essayer de préciser les caractéristiques de cette sismicité à travers les différents travaux effectués dans le Sud-Est de la France, afin de caractériser, au niveau sismique, la déformation actuelle en vue de la comparer à celle de la période plio-pléistocène.

Nous espérons ainsi établir des relations d'ordre sismo-tectonique.



IV.1. PRECISION DE LA LOCALISATION DE LA SISMICITE DU SUD-EST DE LA FRANCE

L'étude des événements passés montre clairement que le Sud-Est de la France est exposé, à des degrés divers selon les lieux considérés, aux effets de séismes majeurs allant jusqu'à la perte de vies humaines et la destruction quasi-généralisée de villages ou villes. Les chiffres avancés sont de 5.000 victimes en 1227 en Provence (région de Lambesc), 9.000 victimes en 1248 en Maurienne, 150 à la Bollène en 1556, 800 à 900 dans les Alpes Maritimes en 1564, une quarantaine de morts en 1909 en Provence (région de Lambesc).

Le développement important de cette région (Provence-Côte d'Azur), particulièrement marqué dans les dernières décennies, conduit à une urbanisation intense et à l'aménagement (principalement touristique) de zones nouvelles où les conditions locales (topographiques, lithologiques, etc.) accroissent le risque de dommages sévères en cas de fort séisme, notamment par les effets indirects qui peuvent être attendus (mouvement de terrains, etc.) (ARNAL P., 1981).

Face à ce risque se pose le problème de l'approche qui peut être adoptée et conjointement celui du niveau de risque contre lequel on veut se prémunir (GODEFROY P., 1981).

IV.1.1 La sismicité historique.

Un fichier des séismes historiques en France a été constitué par J.P. ROTHE. Ce fichier comporte les dates, les coordonnées, les intensités ou les magnitudes et les observations macrosismiques les plus intéressantes.

Les travaux de J. VOGT ont permis de contrôler et parfois d'approfondir les sources originales, d'apporter des précisions et parfois des corrections. Ils posent le problème d'une analyse des données disponibles. Nous n'aborderons pas ce problème puisqu'il a déjà fait l'objet de nombreuses études et publications, et nous présentons seulement les résultats de ces auteurs sous la forme d'une carte qui représente la situation des principaux épacentres de séismes historiques de 1104 à 1976 en Provence par rapport aux accidents supposés actifs d'après notre étude (figure 34) (ROTHE J.P., 1919-1970 ; VOGT J., 1979 ; HENDRICKX S., 1980). Elle regroupe les informations collectées par le B.R.G.M. à la fin de 1977.

D'autre part, sont repris sur le schéma sismotectonique de la Provence (Cf. chapitre V, figure 52) les épacentres (localisation et intensité) des séismes historiques publiés par le B.R.G.M. avec l'esquisse sismo-tectonique au 1/250.000 de la Provence (Carte et Notice, 1976).

Précisions des localisations des séismes historiques.

Jusqu'en 1920 environ, la localisation des séismes est faite uniquement à l'aide des données macrosismiques. Cette localisation consiste à calculer les intensités ressenties au cours du séisme et à tracer les lignes isoséistes (lignes délimitant les surfaces d'égale intensité). L'épicentre est alors défini comme le centre de l'isoséiste maximale. La détermination des intensités se fait à partir des documents qui décrivent les effets du séisme. Différents facteurs (documents perdus, populations faibles...) font que cette détermination est plus ou moins approximative. D'après les traces des isoséistes obtenues, on peut estimer que l'erreur possible sur la localisation de l'épicentre peut atteindre 10 ou 20 km et parfois beaucoup plus.

Depuis 1920, les données instrumentales ont permis de plus en plus de calculer les épicentres à partir de tables théoriques de propagation des ondes. L'augmentation du nombre de stations et surtout les possibilités accrues du traitement informatique, ont permis d'obtenir une meilleure précision dans la localisation des épicentres instrumentaux (depuis 1960 environ). Pour les séismes les plus importants, il est possible de comparer les deux épicentres obtenus, l'un macrosismique à l'aide des intensités ressenties, l'autre instrumental à l'aide des enregistrements des stations sismologiques. Dans le meilleur des cas, la précision peut approcher les 5 kilomètres (FRECHET J., 1978).

D'après J. FRECHET (1978), les erreurs de localisation pour les séismes historiques sont :

Années	Type de localisation	Erreur possible
1800-1920	Macrosismique	20 km
1920-1960	Macrosismique + Instrumentale	10 km
1960-1970	Macrosismique + Instrumentale	5 km
	Instrumentale seule	10 ou 20 km ? par manque de station

IV.1.2. La sismicité instrumentale.

En ce qui concerne la Provence jusqu'en 1982, il n'existait que 4 stations d'enregistrement de séismes : 3 appartenant au L.D.G. (stations courte période) situées dans la région de Toulon, 1 station courte période (trois composantes) installée à Cadarache (C.E.A.) (figure 35). La situation et le faible nombre de ces stations expliquent le manque de précision dans la localisation des épicentres jusqu'à présent.

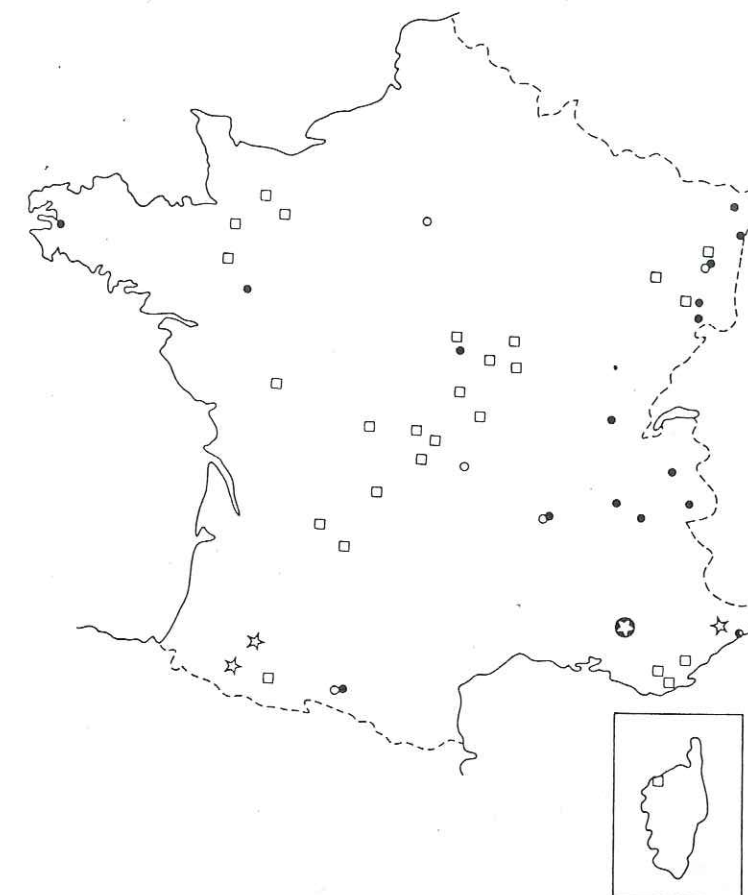
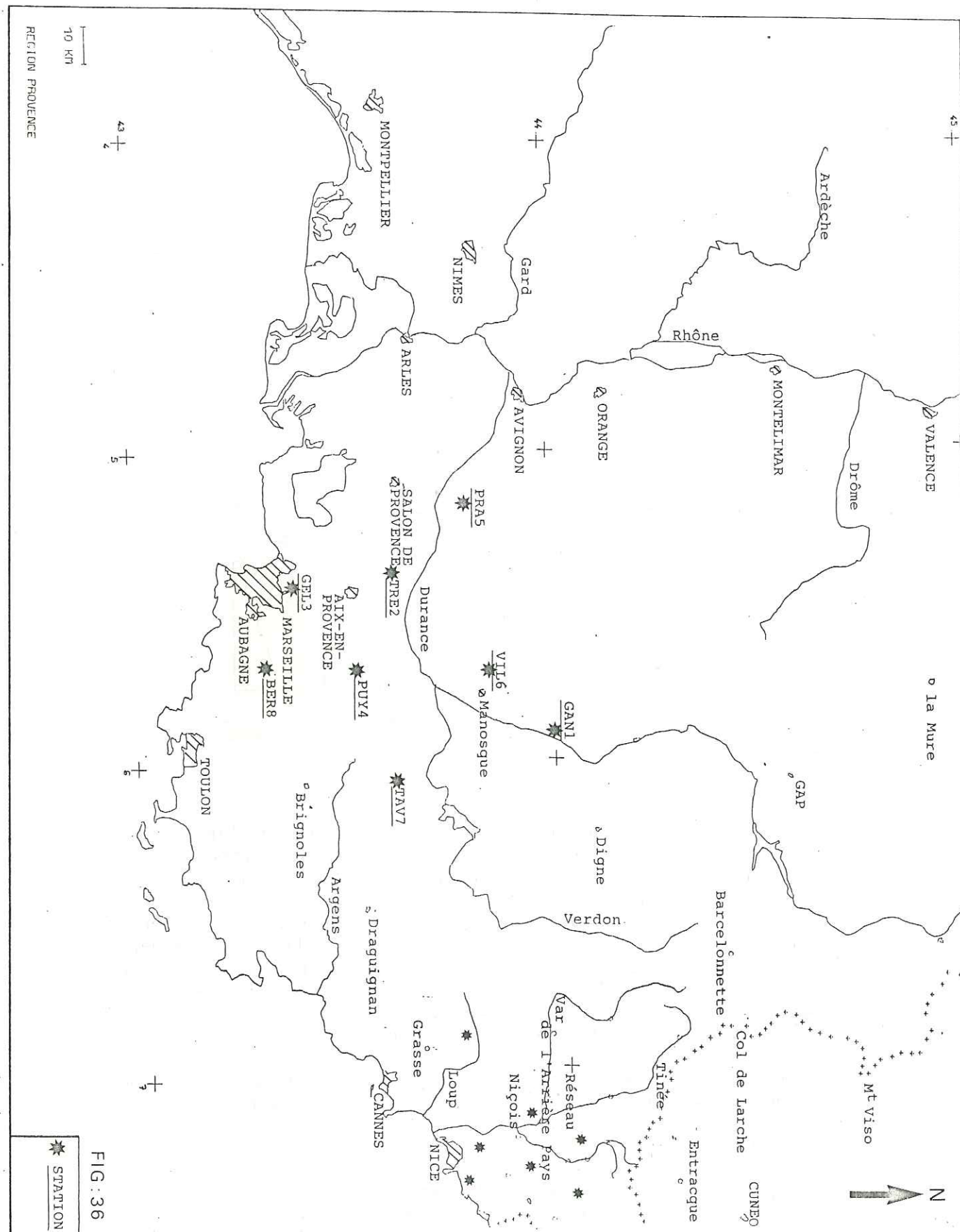


Fig. 35-Principales stations courte période existant en France métropolitaine.
 □, Station Courte-Période CEA-LDG; ●, Station Courte-Période IPG-Université; ○, Station Longue-Période ou Large Bande; ☆, Réseau Local à Faible Ouverture; ★, Station CEA, Cadarache.

Depuis 1977, les Alpes Maritimes ont bénéficié de l'installation d'un réseau de 7 stations à très faible ouverture, financée principalement par l'I.N.A.G. et installée par l'I.P.G. de Strasbourg, pour une surveillance locale de l'arrière pays niçois. Ces stations permettent une localisation précise des épicentres uniquement à l'intérieur de ce réseau. En effet, ils sont déterminés à partir des temps d'arrivée des ondes sismiques aux différentes stations d'enregistrement et leur qualité dépend donc de la répartition géographique de ces stations. Ce réseau n'a donc pas apporté de précision dans la localisation des épicentres en Provence.

Dans notre schéma sismo-tectonique de la Provence (Cf. figure 52), nous avons reporté les épicentres instrumentaux répertoriés à l'I.P.G. de Strasbourg et classés suivant la précision de leur localisation.

- épicentres instrumentaux de 1933 à 1970 + macrosismiques : déterminés par l'I.P.G. de Strasbourg : localisation douteuse (pas de calcul de magnitude) ;



- épicentres instrumentaux de 1962 à 1976 : déterminés par le L.D.G. dans le cadre de l'établissement de la carte sismo-tectonique de la Provence publiée par le B.R.G.M. La précision de ces données est relativement bonne car le L.D.G. a procédé à une réestimation des localisations et de magnitudes des séismes enregistrés au cours de cette période grâce à une confrontation avec les données des stations italiennes.

- épicentres instrumentaux de 1977 à 1980 : déterminés par le L.D.G. uniquement : localisation douteuse.

- Précision de la localisation des séismes récents.

J. FRECHET (1978) a estimé par trois méthodes différentes (utilisation des temps S-P lus dans les stations I.P.G.S.*; comparaison avec les localisations très précises obtenues en Ubaye-Queyras à l'aide d'un réseau sismologique portable et temporaire), les erreurs moyennes de localisation des séismes alpins déterminés par le L.D.G. qui sont d'environ 20 kilomètres. De plus, la comparaison des localisations des épicentres obtenues par les différents réseaux pour les séismes récents (1971-1978) montre des différences qui, assez souvent, sont de l'ordre de 50 kilomètres (FRECHET J., 1978).

Pour pallier à l'insuffisance et à l'imprécision des données microsismiques en Provence Occidentale, l'I.N.A.G.** a confié à l'I.P.G. de Strasbourg la responsabilité de l'implantation et de la maintenance d'un réseau de surveillance dans cette région.

- Le réseau de surveillance de Provence de l'I.P.G. de Strasbourg.

Ce réseau sismologique installé début novembre 1982, comprend huit stations (figure 36) :

	Nom	Latitude (en degrés)	Longitude (en degrés)	Altitude (en mètres)	
	Ganagobie	GAN1	43,9976	5,9087	650
	Trévaresse	TRE2	43,6241	5,3839	460
	Grande Etoile	GEL3	43,3836	5,4275	550
	Puylobier	PUY4	43,5323	5,7003	460
	Bastide du Pradon	PRA5	43,8043	5,1692	700
	Villemus	VIL6	43,8525	5,7153	770
	Tavernes	TAV7	43,6173	6,0578	689
	Bertagne	BER8	43,3131	5,6907	1030

* Institut de Physique du Globe de Strasbourg.

** Institut National d'Astronomie et de Géophysique.

La station de réception est aussi installée au Pic de Bertagne (chaîne de la Sainte Baume).

L'ouverture de ce réseau régional est d'environ 80 km. Nous donnons ici les premiers résultats, dus au fonctionnement du réseau pendant la période allant de novembre 82 à septembre 83, qui sont consignés dans le Bulletin du Réseau de Provence édité par l'I.P.G. de Strasbourg.

De novembre 1982 jusqu'à septembre 1983, les événements enregistrés correspondent pour la plupart à des tirs ou à des "coups de toit" dans la mine de Gardanne, et à des tirs au Sud de Toulon. La microsismicité régionale apparaît donc très faible au cours de cette période et les événements enregistrés se répartissent comme suit :

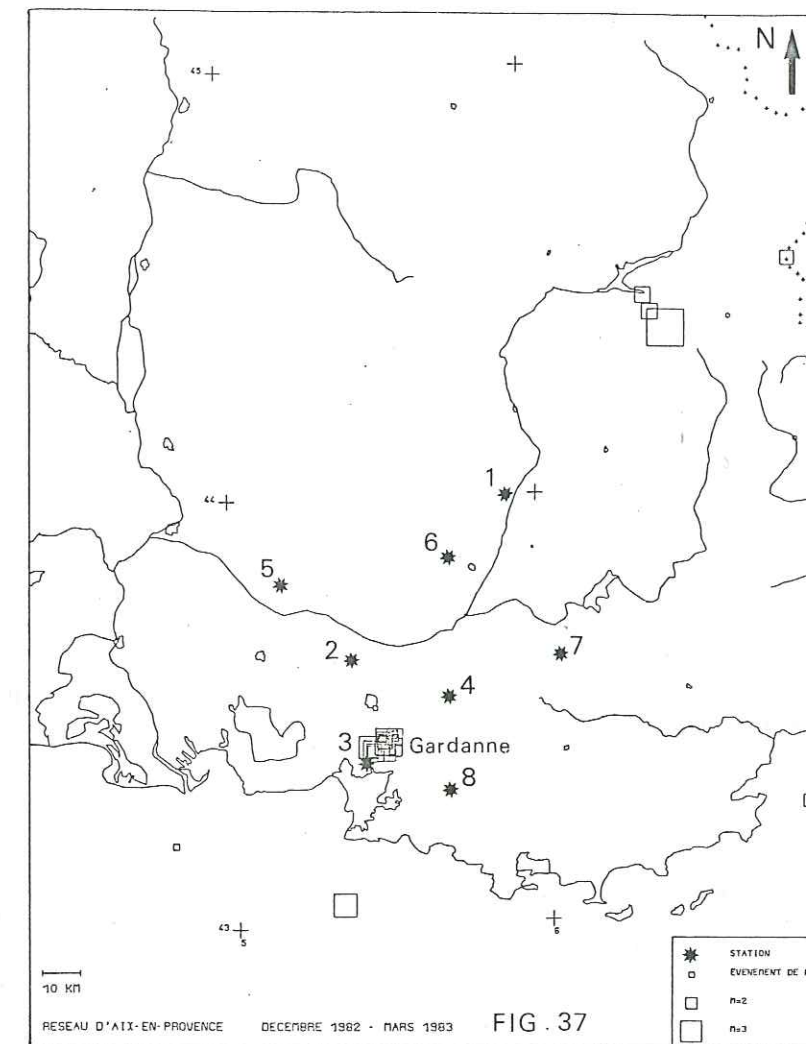
- 12 novembre 82 au 18 novembre 1982 : pas de détermination possible (déclenchements sur une ou deux stations),

- 7 décembre 82 au 3 janvier 1983 : huit événements ont été relevés. Deux sont des séismes trop éloignés pour pouvoir être déterminés, les six autres sont des tirs au Sud de Toulon.

- 11 janvier 82 au 25 mars 83 : 70 événements ont été relevés. 41 ont été retenus qui figurent dans le bulletin. Les 29 autres se répartissent comme suit :

19 tirs au Sud de Toulon,
4 tirs dans le réseau,
6 qui n'ont pu être identifiés.

Parmi les 41 événements, il faut en compter 30 qui proviennent des mines de Gardanne (figure 37). Deux séismes se situent près du réseau de l'arrière pays niçois. La détermination faite à partir de ce réseau étant meilleure, c'est celle-ci qui a été donnée. Il reste 9 événements dont 5 se situent en mer (2 hors carte), 3 à l'Ouest de Barcelonnette et un au Nord du col de Larche. Les magnitudes sont comprises entre 0.5 et 3.5 et les erreurs de localisation entre 0 et 8 km pour les séismes en dehors du réseau.



- En ce qui concerne la période de mars à septembre 1983, l'essentiel des enregistrements est lié à l'activité de la mine de Gardanne et trois séismes apparaissent vraisemblablement liés à l'activité tectonique. Il s'agit des séismes suivant (figure 38) :

```

1983  6 21  5H 45NN          P(SEC)  S(SEC)
      GAN1          0 32.10   39.70
      VIL6          36.49
      TAV7          37.84
      PUY4          41.59
      TRE2          44.03
      PRAS          43.49
H= ****          LAT=44.31N  LON= 6.41E  Z= 5.0KM  ML=2.3
RMS=.39S  ERH=*****  ERZ=*****
OUEST BARCELONNETTE

```


1983 8 10 5H 45MN

	P(SEC)	S(SEC)
GAN1	31.33	
VIL6	32.11	
TAV7	36.23	41.16
PUY4	37.11	
TRE2	39.01	
PRAS	40.15	
GEL3	41.90	

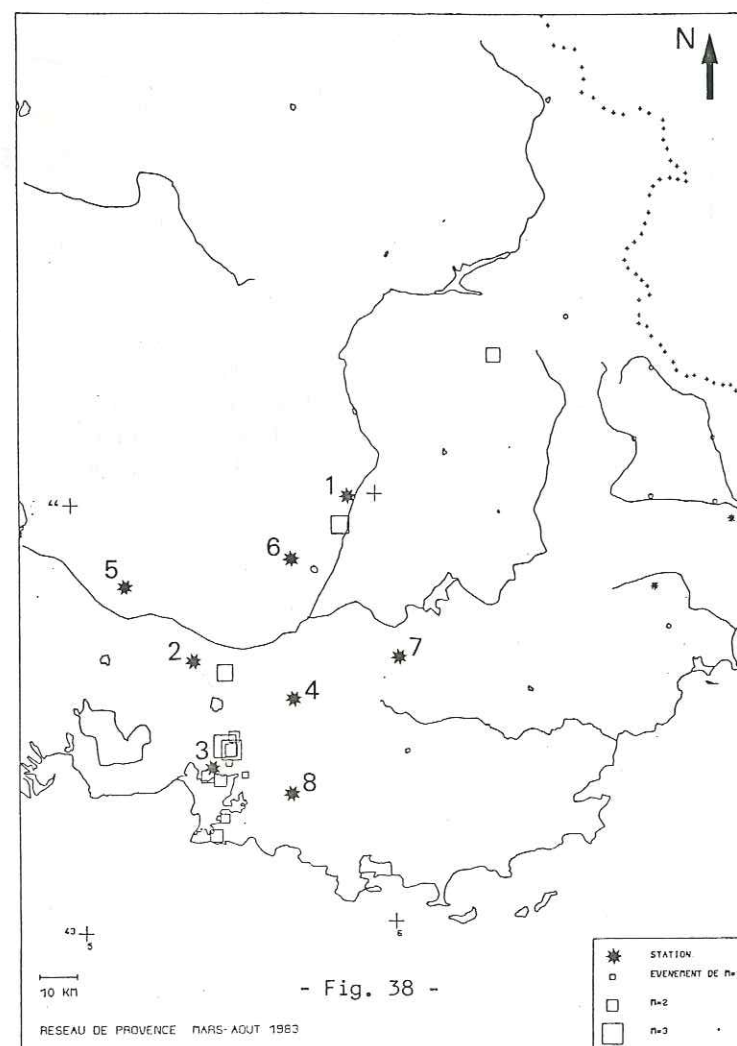
H= 5:45:29.69 LAT=43.93N LON= 5.88E Z= 5.0KM NL=2.7
RMS=.295 ERH=3.6KM ERZ=***KM
NORD MANDSQUE

1983 7 1 9H 47MN

	P(SEC)	S(SEC)
TRE2	44.30	
PUY4	46.51	
VIL6	48.73	
PRAS	49.57	
TAV7	51.13	

H= 9:47:42.96 LAT=43.60N LON= 5.48E Z= .2KM NL=2.5
RMS=.275 ERH=6.0KM ERZ= 1.2KM
AIX-EN-PROVENCE

La localisation précise de ces 3 séismes permet d'effectuer une très bonne corrélation avec les accidents tectoniques reconnus actifs par notre étude (Cf. chapitre V, figure 52).



- Fig. 38 -

Ces premiers résultats qui montrent l'efficacité et le bon fonctionnement de ce réseau ne sont malheureusement pas suffisants en quantité. En outre, ces événements sont de magnitudes trop faibles pour en tirer des conclusions d'ordre sismo-tectonique (calcul du mécanisme au foyer). Ils apportent néanmoins une confirmation des connaissances antérieures et des précisions sur les groupements de séismes que l'on peut constater dans la région de Gardanne ou de Toulon (Cf. figure 37) et qui apparaissent pour le plupart liés à des tirs plutôt qu'à une activité tectonique.

Il est encore trop tôt pour exploiter les données de ce réseau et nous nous reporterons donc aux études antérieures basées sur l'étude de la sismicité historique et instrumentale jusqu'en 1980.

IV.2. PROFONDEUR DES FOYERS DES SEISMES EN PROVENCE ET DANS LES ALPES MERIDIONALES.

IV.2.1. Rappel sur les méthodes utilisées pour le calcul de la profondeur des séismes historiques.

Plusieurs auteurs ont cherché à développer différentes méthodes de détermination de la profondeur pour l'appliquer au cas des séismes historiques pour lesquels on dispose d'informations macro-sismiques suffisamment nombreuses (ROTHE J.P., 1919-1970 ; FRECHET J., 1978 ; HENDRICKX S., 1980 ; DADOU C., 1981). Toutes les formules de calcul de profondeur ont été établies à partir des deux hypothèses suivantes :

- une hypothèse sur la loi de décroissance de l'énergie d'un séisme à partir de son foyer jusqu'à la surface du sol. On suppose qu'à partir du foyer, l'énergie rayonne de façon sphérique sans direction privilégiée et diminue par absorption. Cette diminution est alors caractérisée par deux types d'atténuation.

- une hypothèse sur la liaison entre cette énergie ou une caractéristique des ondes et les phénomènes déduits des observations humaines en surface (sensations, destructions, mouvements), c'est à dire l'intensité locale du séisme. Ces observations sont essentiellement dues à un phénomène d'accélération.

Que l'on parle des rapports entre l'intensité et l'énergie, ou entre l'intensité et l'accélération maximale, on obtient les mêmes résultats (DADOU C., 1981). Ceux-ci sont exprimés par des formules dont la plus courante est :

$$I = I_0 + A + B \log R + CR + \epsilon$$

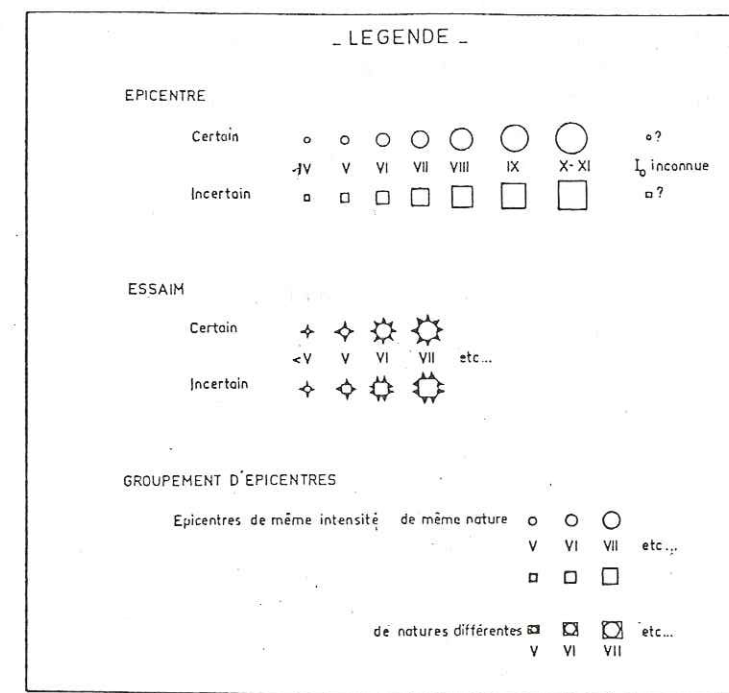
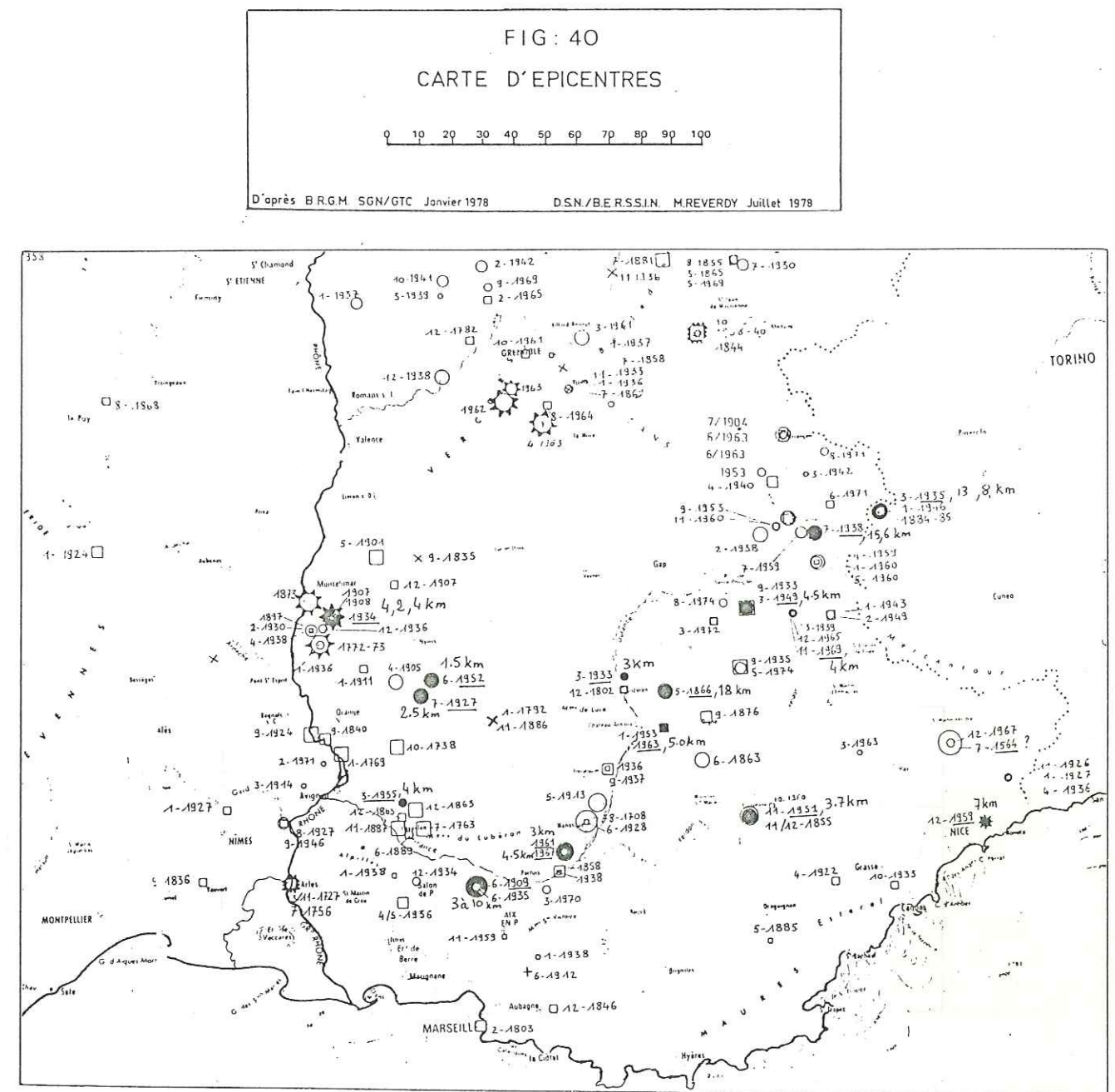
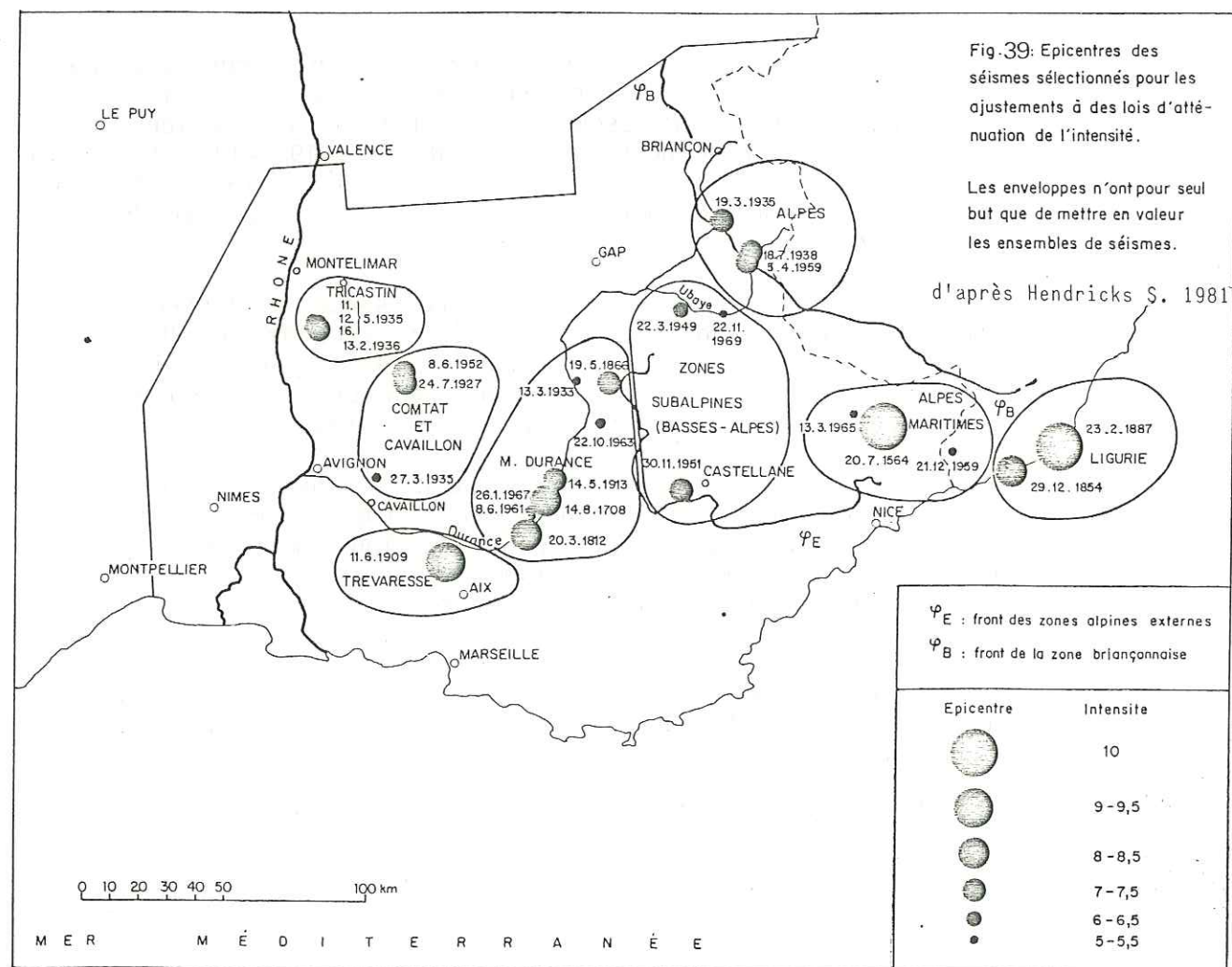
où I_0 représente l'intensité épicentrale, I l'intensité localisée en un point à une distance R de l'épicentre du foyer, ϵ le résidu, A, B, C des constantes.

Toutes les formules de calcul de profondeur macrosismique sont voisines de la formule précédente. Seule la formulation des hypothèses prises en compte est différente selon les auteurs et peut conduire à des méthodes particulières de détermination de la profondeur (DADOU C., 1981).

IV.2.2. Profondeur des séismes historiques en Provence et dans les Alpes Méridionales d'après HENDRICKX S. (1980).

S. HENDRICKS (1981), dans une recherche des critères de choix et de répartition des séismes utilisés pour le calcul des valeurs de l'atténuation dans divers domaines des Alpes et de la Provence, sélectionne les séismes dont l'intensité épicentrale dépasse ou égale le degré 5 et donne la profondeur de leur foyer déterminée par la formule de Gutenberg (les épicentres des séismes plus faible < 5 sont généralement d'une localisation plus difficile, et la détermination des intensités locales est plus délicate et sujette à caution).

Les ensembles de séismes à atténuation semblable (figure 39).



Les critères utilisés pour le regroupement de séismes réputés à même atténuation sont par ordre d'importance :

- leur proximité géographique,
- leur appartenance à des structures tectoniques ou géologiques reconnues,
- le choix sécuritaire des séismes,
- l'allure de leurs isoséistes qui, malgré leur imprécision, permettent parfois des rapprochements intéressants,
- la profondeur de leur foyer, déterminée par la formule de Gutenberg.

A). En Provence, 4 ensembles sont séparés.

1) Les séismes du Comtat et l'unique séisme exploitable de Cavaillon ont été regroupés du fait de leur proximité géographique, du caractère superficiel de l'épicentre et de l'analogie de l'atténuation.

Région	Dates	Intensité	Profondeur (km)
Comtat	24.7.1927	7	2,5
"	8.6.1952	7	1,5
Cavaillon	27.3.1935	5	4

Remarque : Il semble, de par leur localisation par rapport aux accidents tectoniques, que les séismes du Comtat, plus superficiels, se rattachent plutôt aux failles chevauchantes du Mont Ventoux alors que celui de Cavaillon se rattache plutôt aux décrochements dextres de Salon-Cavaillon (figure 40). Ces deux situations tectoniques sont différentes et le critère de proximité géographique peut être discuté.

2) Les séismes de la Moyenne Vallée de la Durance : les séismes utilisés ont une profondeur estimée par S. HENDRICKX (1980) :

Dates	Intensité	Profondeur (km)
14.08.1708	8,5	extension inconnue
20.03.1812	8	"
19.05.1866	7	18
14.05.1913	7,5	extension inconnue
13.03.1933	5	3
08.06.1961	5	3
22.10.1963	5,5	5
26.01.1967	5,5	4,5

Mis à part le séisme de 1866, les profondeurs estimées des foyers apparaissent toutes superficielles et approximativement plus proches de la profondeur du séisme de Cavaillon que de ceux du Comtat.

De nombreux séismes mineurs (intensité < 5) jalonnent ce domaine se répartissant linéairement suivant une direction NE-SW comme pour la région de Cavaillon-Salon.

3) Le séisme de la Trévaresse (ou de Lambesc) du 11 juin 1909. Plusieurs profondeurs ont été proposées pour l'hypocentre de ce séisme qui sont toutes comprises entre 3 et 10 kilomètres. Une étude détaillée de ce séisme a été effectuée dans le paragraphe IV.4. de ce chapitre (p. 129).

4) Les séismes du Tricastin.

Les séismes utilisés sont les suivants :

Dates	Intensité épicentrale	Profondeur (km)
11.5.1934	6,5	4
12.5.1934	7,5	2
16.5.1934	6,5	4
13.2.1936	6	4

Ces séismes d'intensité supérieure à 5 apparaissent comme les précédents, superficiels.

B) Dans les Alpes, S. HENDRICKX (1980) distingue les régions plissées subalpines ou externes de Digne jusqu'à Castellane, des zones internes alpines :

1) Les séismes des zones externes ont une profondeur de 4 à 7 km, et leurs lignes isoséistes, une extension faible et sans dissymétrie significative.

- Séismes des zones subalpines (Basses Alpes) d'intensité supérieure à 5 :

Région	Date	Intensité	Profondeur (km)
(Ubaye)	22.3.1949	6,5	4,5
"	22.11.1969	5	4,5
Castellane	30.11.1951	7,5	3,7

- En ce qui concerne les séismes des Alpes Maritimes, leurs profondeurs légèrement supérieures aux précédentes suggèrent de les relier plus justement aux grands accidents décrochants subverticaux (Var - Vesubie - Sospel-Roya) qu'aux chevauchements. Nous rappellerons qu'actuellement des études sont en cours à Nice en corrélation avec le fonctionnement du réseau régional de surveillance sismique de l'arrière pays niçois.

Date	Intensité	Profondeur (km)
20.7.1564	10	indéterminable (extension inconnue)
21.12.1959	5	7
13.3.1965	5,5	5

2) Les séismes des zones internes (répliques exclues) sont plus profondes, de 12 à 15 km, et ils présentent des isoséistes d'extension importante et nettement dissymétriques.

- Dans les Alpes internes (Queyras - Briançonnais), les séismes utilisés pour l'estimation de la profondeur sont les suivants

Dates	Intensité épicentrale	Profondeur
19.3.1935	7,5	13
18.7.1938	7	15
5.4.1959	7,5	12

Ils tranchent nettement avec les séismes précédents par des profondeurs supérieures. Du point de vue tectonique, cette zone semble actuellement affectée par de grands décrochements (par exemple ceux de l'Argentera-Mercantour dextres (BARFETY et al., 1968)) qui réutilisent des failles de socle anciennes verticalisées par les phases postérieures et notamment récentes.

- Dans les Alpes ligures, HENDRICKX S. a calculé la profondeur de deux séismes :

Dates	Intensité épicentrale	Profondeur (km)
29.12.1854	8,5	≤ 17,5 km
23.2.1887	10,0	≤ 16 km

Pour la localisation des séismes à l'intérieur des tableaux, se référer à la figure 39.

Conclusion :

Cette distinction entre zones externes et zones internes apparaît donc cohérente du point de vue de la sismicité et en bon accord avec notre interprétation tectonique de cette région. En effet, on peut considérer que la région de l'Arc de Digne-Castellane (zone externe) correspond à un domaine de déformations superficielles de type D (Cf. chapitre I, figure 6d) où s'expriment

chevauchements et décrochements conjugués avec décollement des séries mésozoïques au niveau du trias sur le socle, situé à une profondeur comprise entre 2 et 4 kilomètres (MENARD G., 1979). Par contre, les Alpes internes apparaissent affectées principalement par une déformation liée à des mouvements décrochants qui se superposent aux anciennes structures tectoniques.

IV.2.3. Profondeur des séismes récents (instrumentale) dans les Alpes, d'après ROTHE ; FRECHET et AHORNER.

ROTHE utilise la décroissance de l'intensité en fonction de la distance à l'épicentre pour calculer la profondeur. Les valeurs obtenues sont comprises entre 0 et 25 km pour les séismes alpins. Pour les dix dernières années, les valeurs sont même toutes inférieures à 7 kilomètres.

J. FRECHET (1978) a étudié les séismes enregistrés dans les Alpes entre 1971 et 1978 à l'aide des données de l'I.S.C.*, du B.C.I.S.** et du S.E.D.***. Il en conclut que le nombre de séismes décroît avec la profondeur et que 70 % d'entre eux sont compris entre 0 et 10 km et 90 % entre 0 et 15 km (figure 41).

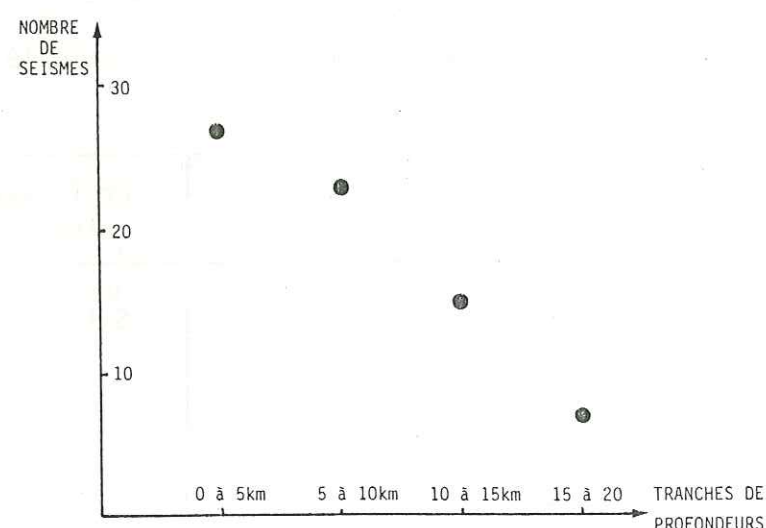


FIG. 41 : Nombre de séismes dont on connaît la profondeur, par tranches de profondeurs (séismes de 1971 à 1978, profondeurs données par l'I.S.C., le B.C.I.S. ou le S.E.D.).

Il apparaît donc que la quasi totalité des séismes des Alpes Occidentales se produit dans les 15 premiers kilomètres de la croûte. Des études complémentaires seraient nécessaires pour vérifier les quelques valeurs plus grandes.

* International Séismological Center (Newbury). ** Bureau Central International Séismologique (Strasbourg). *** Schweizerischer Erdbeben Dienst (Zürich).

Une campagne d'enregistrements réalisée par ce même auteur en 1977 dans la région de l'Ubaye-Queyras (Alpes Occidentales), donne des profondeurs pour les hypocentres comprises entre 0 et 14 kilomètres. AHORNER et al. (1972) ont étudié les profondeurs de foyers dans une large bande qui s'étend de la mer du Nord à l'Apennin et ils trouvent des valeurs de moins de 20 kilomètres.

Au niveau des Alpes, les profondeurs sont de 0 à 10 kilomètres. Ceci est en accord avec les conclusions de J. FRECHET (1978) qui estime que les profondeurs des séismes sous les Alpes Occidentales sont au maximum de 15 kilomètres.

- En conclusion, nous citerons cette remarque de C. DADOU au sujet des erreurs envisageables sur les calculs de profondeur des séismes historiques :

"Si dans la plupart des cas, les méthodes de calcul ne permettent pas d'obtenir une profondeur à 1 ou 2 km près (précision qu'on ne peut obtenir par des données instrumentales, que lorsque le séisme se produit près d'un réseau de mesure), elles offrent par contre l'avantage de déterminer un ordre de grandeur de la profondeur, donnée peut-être trop imprécise pour le dimensionnement d'une centrale, mais sûrement très intéressante dans le cadre d'étude sismo-tectonique."

En résumé, la profondeur des séismes historiques apparaît comprise entre 0 et 5 km en Provence et dans le domaine des chaînes subalpines avec de rares exceptions à 10 ou 15 km, et entre 0 et 20 km pour le domaine alpin interne et le long de la côte ligure (Cf. figure 40).

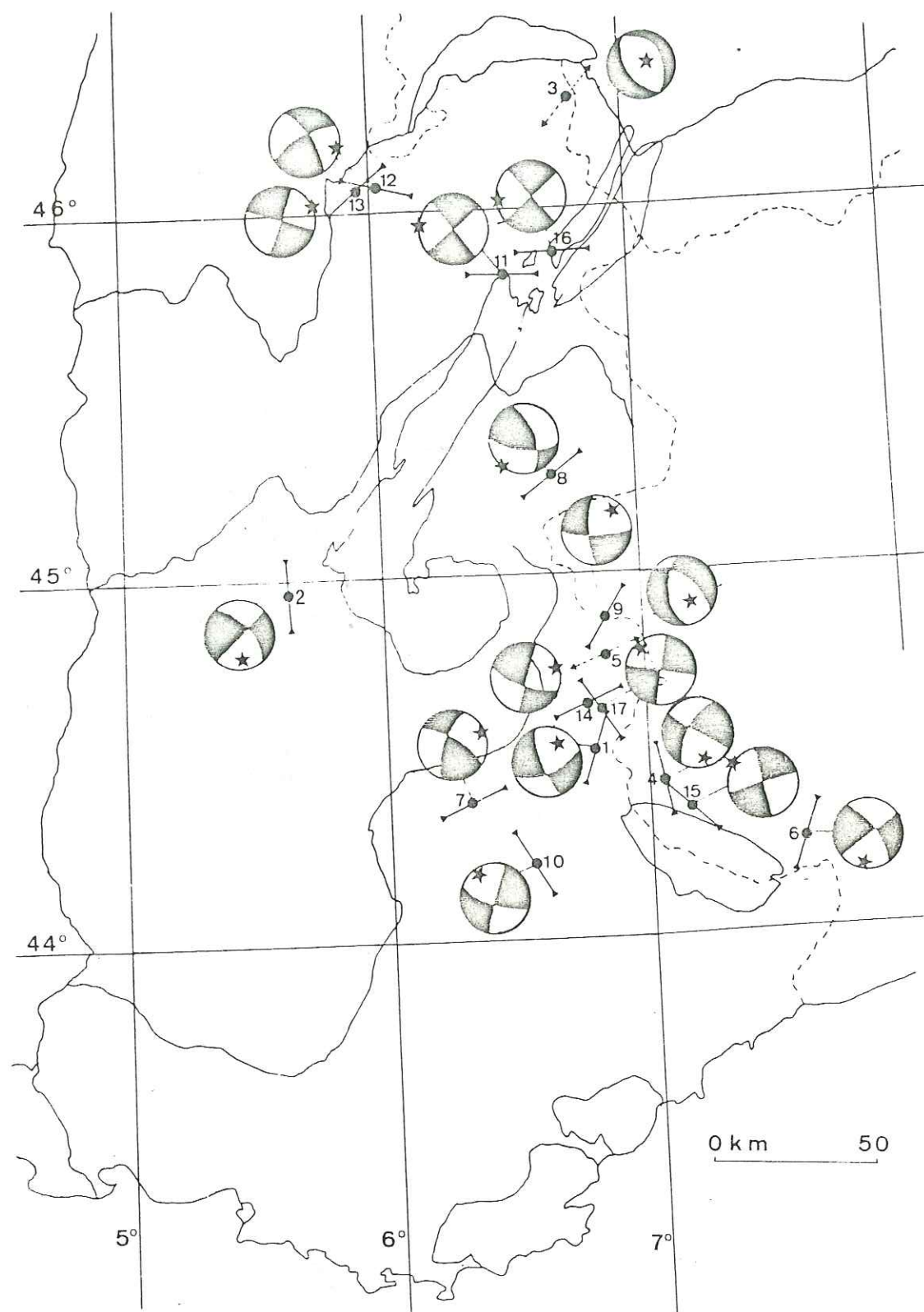


FIG. 42 : Carte des solutions focales obtenues, avec indication de l'axe de compression maximale (trait plein), ou minimale (pointillé).

d'après J. FRECHET, 1978

IV.3. LES MECANISMES AU FOYER.

La détermination des mécanismes au foyer dans les Alpes et en Provence, dépend des enregistrements dans les différentes stations existantes. Jusqu'en 1982, seuls les réseaux alpins, qui possèdent un nombre restreint mais suffisant de stations d'enregistrement (généralement à courte période), ont permis l'exploitation de données de fiabilité plus ou moins bonnes afin de déterminer un certain nombre de mécanismes au foyer. J. FRECHET (1978) a récapitulé et calculé une vingtaine de mécanismes au foyer dans les Alpes sans toutefois pouvoir en déterminer en Provence (figure 42).

L'essentiel des mécanismes obtenus correspond à des mouvements de type décrochant. De plus, J. FRECHET montre qu'un certain nombre de ces séismes peut être corrélé dans de bonnes conditions avec des accidents tectoniques décrochants connus (figure 42.43 MF n° 1, 6, 11, 13). Ceci est en accord avec les quelques données existantes sur la tectonique récente dans les Alpes qui semblent être caractéristiques d'une déformation de type essentiellement décrochante (figure 43).

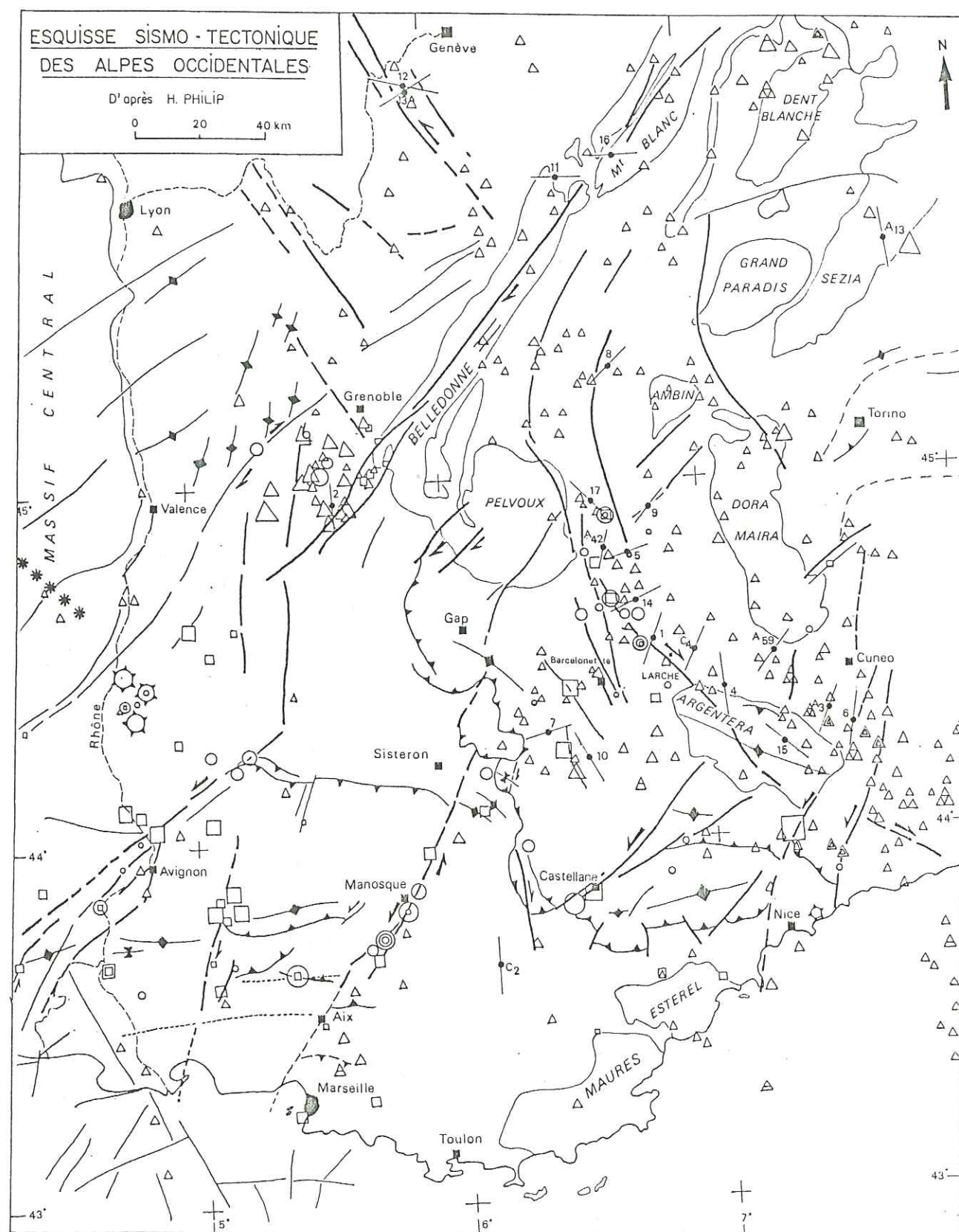
Deux campagnes récentes d'enregistrements effectuées à l'aide de deux réseaux temporaires et organisées par J. FRECHET et N. PAVONI (1979), dans la zone briançonnaise, ont montré qu'un certain nombre de mécanismes au foyer déterminés sont de type faille normale. Il existerait donc des failles normales de direction NS à N10°E essentiellement sous le massif de Chambeyron qui pourraient correspondre à un phénomène local très récent (FRECHET J. et al., 1979).

Trois hypothèses sont envisagées par ces auteurs pour expliquer ces résultats :

Les failles normales correspondraient :

- . à un relai distensif entre décrochements dextres,
- . à la conséquence de mouvements verticaux dus à des causes profondes ou à l'isostasie,
- . à un affaissement de la zone briançonnaise par rapport aux zones voisines.

FIG : 43



IV.4. LE SEISME DE LA TREVARESSE (ou de Lambesc) DU 11 JUIN 1909.

- Intérêt de l'étude.

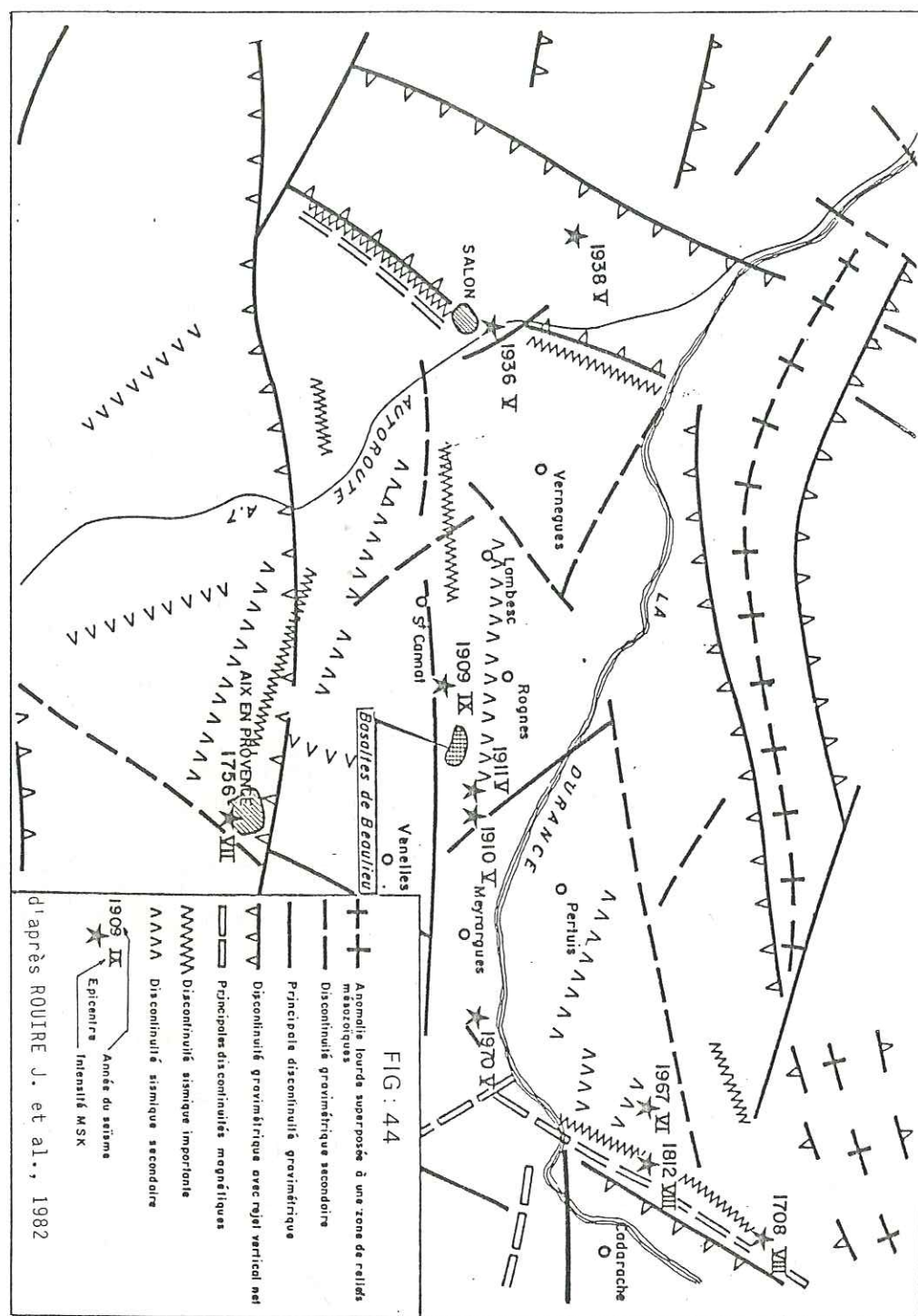
Cette région a été affectée à 7 siècles d'intervalle par deux séismes majeurs d'intensité IX, dont la localisation de l'épicentre est pour l'un douteux (1227), et pour l'autre assez bien localisé (1909). On peut y ajouter quelques séismes mineurs dont certains remarquablement groupés dans le temps (1910, 1911, 1911), semblent être les répliques de celui de 1909. Cet important séisme de magnitude évaluée à 6.3 - 6.2 par le B.R.G.M. et 6.0 - 5.9 par HOANG TRONG P. (I.P.G. Strasbourg, communication orale), a causé la mort d'une quarantaine de personnes et des destructions importantes. Il a été ressenti dans un rayon de 180 km.

Dans l'année qui a suivie ce tremblement de terre, de nombreuses personnes ont cherché à établir une relation entre ce séisme et les structures tectoniques régionales (accident de la chaîne des Costes et son prolongement vers l'Ouest. (?) - Alpilles et accident de la Trévaresse) (LEMOINE P., 1909 ; Commandant SPIESS, 1909 ; REPELIN J. et al., 1910). La lecture de brochures scientifiques ou de journaux de l'époque n'apporte pas d'informations sur l'éventualité d'un jeu ou rejeu d'une de ces failles en surface. Par contre, on retrouve la trace de nombreuses fissures, éboulements (photographies, documents écrits) ayant principalement affecté les calcaires coquilliers miocènes recouvrant les points hauts de la région (Rognes-Vernègues, Meyrargues ...). J'ai donc essayé de retrouver ces témoins, d'effets indirects du séisme, d'après les photographies et les descriptions de l'époque.

Au Château de Vernègues, on retrouve des fractures, ouvertes au cours du séisme, dans les calcaires coquilliers qui, malheureusement, ne donnent pas d'information au niveau des directions tectoniques.

Sur les flancs Sud et Sud-Est de la "butte" du village de Rognes on peut toujours voir des blocs de calcaires coquilliers éboulés lors du séisme, qui servent aujourd'hui de support à l'éclairage du Château en ruine. On s'aperçoit que, comme pour d'autres séismes ayant causé des destructions de grande ampleur (EL. ASNAM...), on construit ou on a reconstruit sur les lieux des destructions !

Il apparaît donc important de bien connaître cette région du point de vue tectonique, microtectonique, géophysique, géomorphologique et sismique, en vue d'une application des nouvelles règles parasismiques. Un premier pas a été fait dans ce sens par l'I.N.A.G. et l'I.P.G. de Strasbourg qui ont financé et installé le réseau de surveillance de Provence qui encadre bien cette zone.



- La tectonique et ses caractéristiques.

Du point de vue tectonique, P. DUBOIS (1966) met en évidence le chevauchement post-miocène de la Chaîne des Costes vers le Sud, Sud-Est. De même, les calcaires oligocènes de la Trévaresse chevauchent des formations d'âge Miocène vers le Sud suivant un accident inverse de direction E-W. Une coupe à travers la Chaîne des Costes (le long de la N7), montre qu'il y a plissement synsédimentaire des calcaires coquilliers miocènes suivi d'un chevauchement, ce qui permet de comparer ces déformations à celles du Lubéron. On peut donc démontrer que cette région était soumise à une compression N-S au fini-Miocène et peut être même au Pliocène inférieur, ce qui est confirmé par notre étude microtectonique (Cf. figure 11, Station n° 3).

Les travaux de nivellement entrepris depuis 1886 et réinterprétés par J. FOURNIQUET (1977) montrent (Cf. Chapitre II § II.6) que cette zone, comprise entre les décrochements dextres de Salon-Cavaillon et sénestres de la Durance, est actuellement en élévation. L'étude tectonique de la Provence que nous avons réalisée dans le précédent chapitre, nous conduit à penser qu'aujourd'hui cette région (Trévaresse-Coste) est toujours soumise à un régime compressif suivant une direction approximativement N-S. Dans notre interprétation, il est tout à fait concevable que les domaines situés en arrière des failles inverses de la Chaîne des Costes et de la Trévaresse, soient en élévation comme serait en élévation une zone qui se plisserait "anticlinalement" en arrière d'un accident chevauchant (LALLEMAND Ch., 1911).

Pour sa part, J. VOGT (1976) note qu'aucun des accidents tectoniques envisagés en 1909 (Chaîne des Costes-Trévaresse-Alpilles), masqués par le Miocène ou visibles, ne se superposent aux traits structuraux profonds mis en évidence par une triple investigation géophysique. Il constate que l'épicentre présumé du séisme de 1909, ainsi que les épicentres satellites, se localisent sur un alignement structural profond Meyrargues-Pelissane-Salon mise en évidence par la gravimétrie et par une discontinuité sismique importante.

Ces faits sont corroborés par une proposition récente de J. ROUIRE et al. (1982) qui consiste à effectuer un forage profond au droit de l'épicentre du séisme du 11 juin 1909 afin de reconnaître les structures géologiques profondes et de mesurer les caractéristiques mécaniques du milieu dans la zone focale. Pour ce projet, ces auteurs s'appuient sur une carte sismo-tectonique de cette région qui ne tient pas compte des structures tectoniques précitées (figure 44). Il y a donc un problème d'interprétation suivant les auteurs, mais tous sont d'accord pour constater l'existence d'accidents de direction Est-Ouest. Cette direction se différencie de celle des accidents NE-SW qui encadrent cette région (accidents de Salon-Cavaillon et de Meyrargues-Beaumont de Pertuis-Manosque). De plus, ces accidents sont de type différent puisque les uns (E-W) sont chevauchants alors que les autres (NE-SW à N-S) sont décrochants.

DÉPARTEMENT DES BOUCHES-DU-RHÔNE
TREMBLEMENT DE TERRE DU 11 JUIN 1909

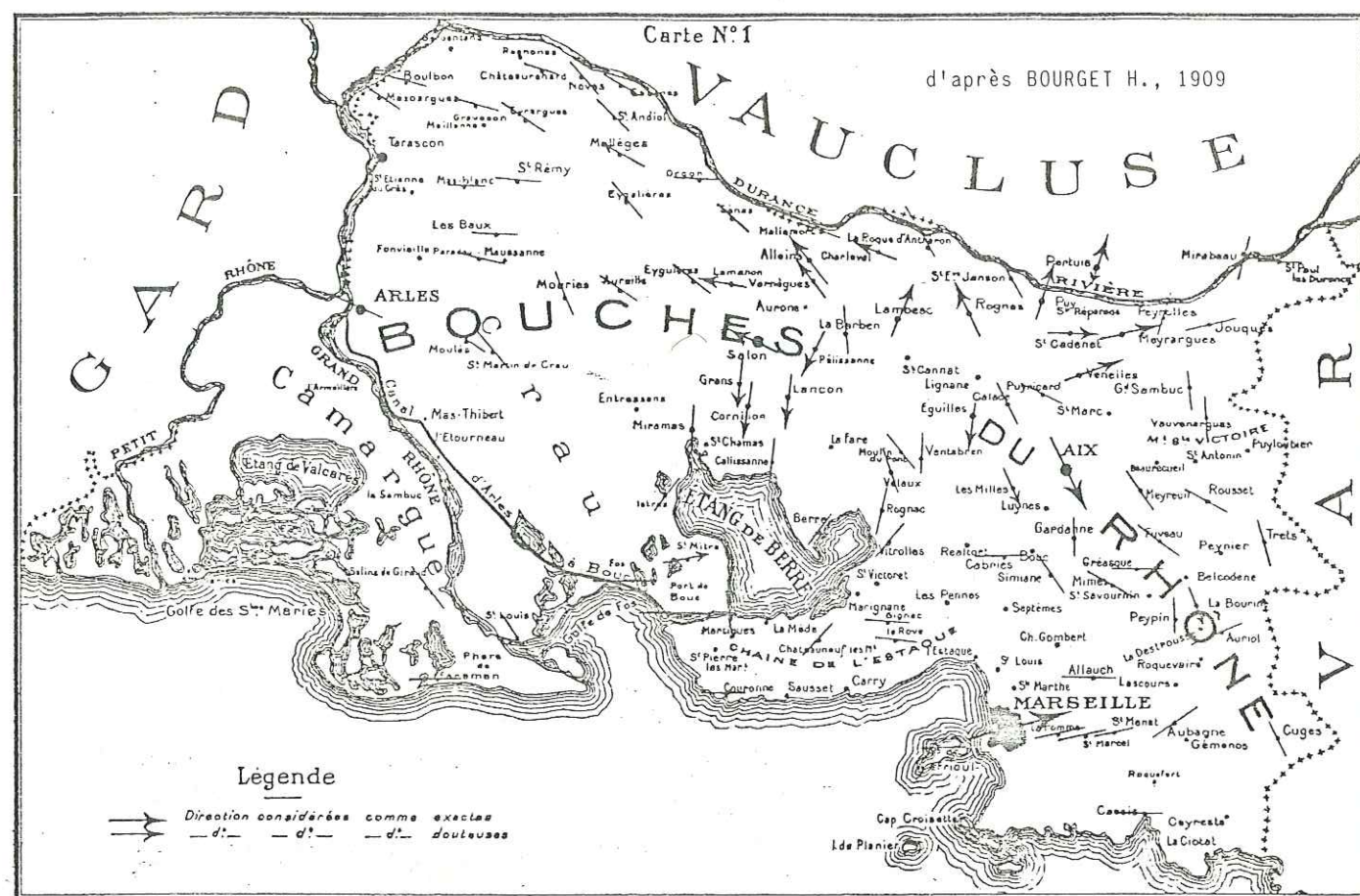
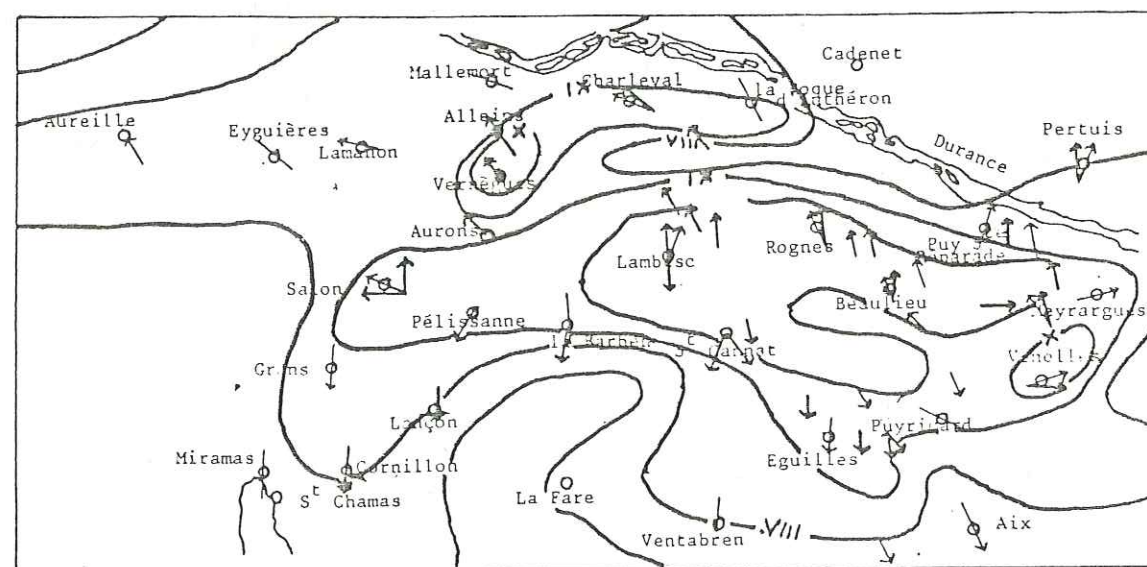


FIG : 45



Carte des sens de polarisation des ondes dans la région épiscopentrale d'après les données bibliographiques (principalement les rapports de Répelin-Laurent, Lemoine et Spiess) et allure des courbes isoséistes pour le séisme de Lambesc du 11 juin 1909. D'après RENAUD F., 1978.

En conclusion, nous insisterons sur le fait suivant :

Dans le cas d'une rupture sur un plan de faille inverse qui possède obligatoirement un certain pendage, l'épicentre ne se situera pas sur le tracé de la faille en surface, mais en arrière dans la partie chevauchante.

Le désir de superposer un épicentre au tracé d'un accident, dans le cas bien précis d'une faille inverse, n'est pas en accord avec la réalité tectonique.

- La sismicité et ses caractéristiques.

Du point de vue de la sismicité, la Trévaresse est affectée par des séismes de fortes intensités mais peu fréquents. Cette région se distingue nettement des secteurs Moyenne Durance et Salon-Cavaillon dont les séismes plus fréquents apparaissent étalés dans le temps avec des intensités plus faibles.

Un des problèmes qui se pose pour le séisme de 1909, est la connaissance de son mécanisme au foyer. Comme pour toute la région provençale, aucun mécanisme au foyer n'a fait l'objet de détermination instrumentale.

Pourtant, en 1978, une étude de F. RENAUD sur les mouvements d'objets (chutes de cheminées, statues, tuiles...) provoqués par le séisme de 1909 a permis de tenter de connaître le mécanisme tectonique. Ces mouvements sont connus à l'aide d'information dont la précision et la valeur sont évidemment sujettes à caution. Après avoir émis plusieurs hypothèses sur les relations entre les premiers mouvements des ondes P et S et la réaction de différents objets placés dans des contextes différents, F. RENAUD suppose que les chutes d'objets totalement indépendants du sol pourront être raisonnablement corrélées avec une bonne précision avec le sens du premier mouvement.

Cette méthode très approximative et sujette à la subjectivité des informations a le mérite de proposer un type de mécanisme tectonique probable pour ce séisme. Rappelons que jusqu'à présent, ce résultat représente la seule information sur les mécanismes tectoniques des séismes en l'absence de tout calcul de mécanisme au foyer.

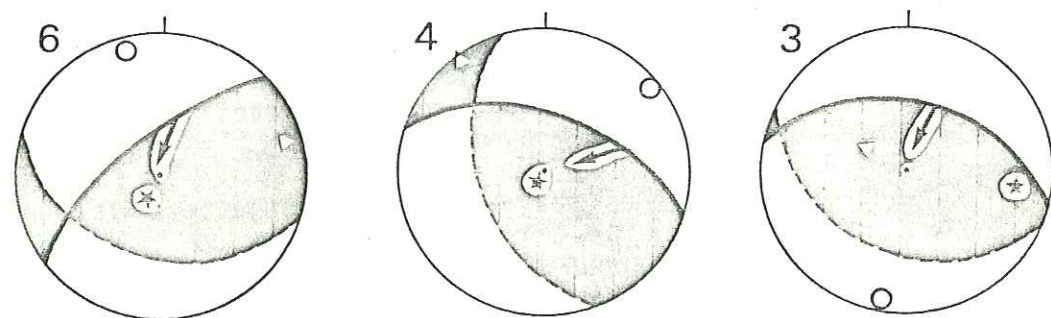
Si l'on suppose au départ avoir affaire à des sens de premier mouvement et si l'on reste critique sur la validité des données, la répartition globale des sens de premier mouvement semble être rayonnante autour de la zone épiscopentrale comprise entre Lambesc et Beaulieu, le pourcentage de directions de mouvement E-W étant très faible (figure 45).

Cette répartition apparaît radiale centrifuge, ne présentant pas d'inversion de sens par rapport à l'épicentre éventuel, ce qui peut exclure un mécanisme en faille normale ou décrochante.

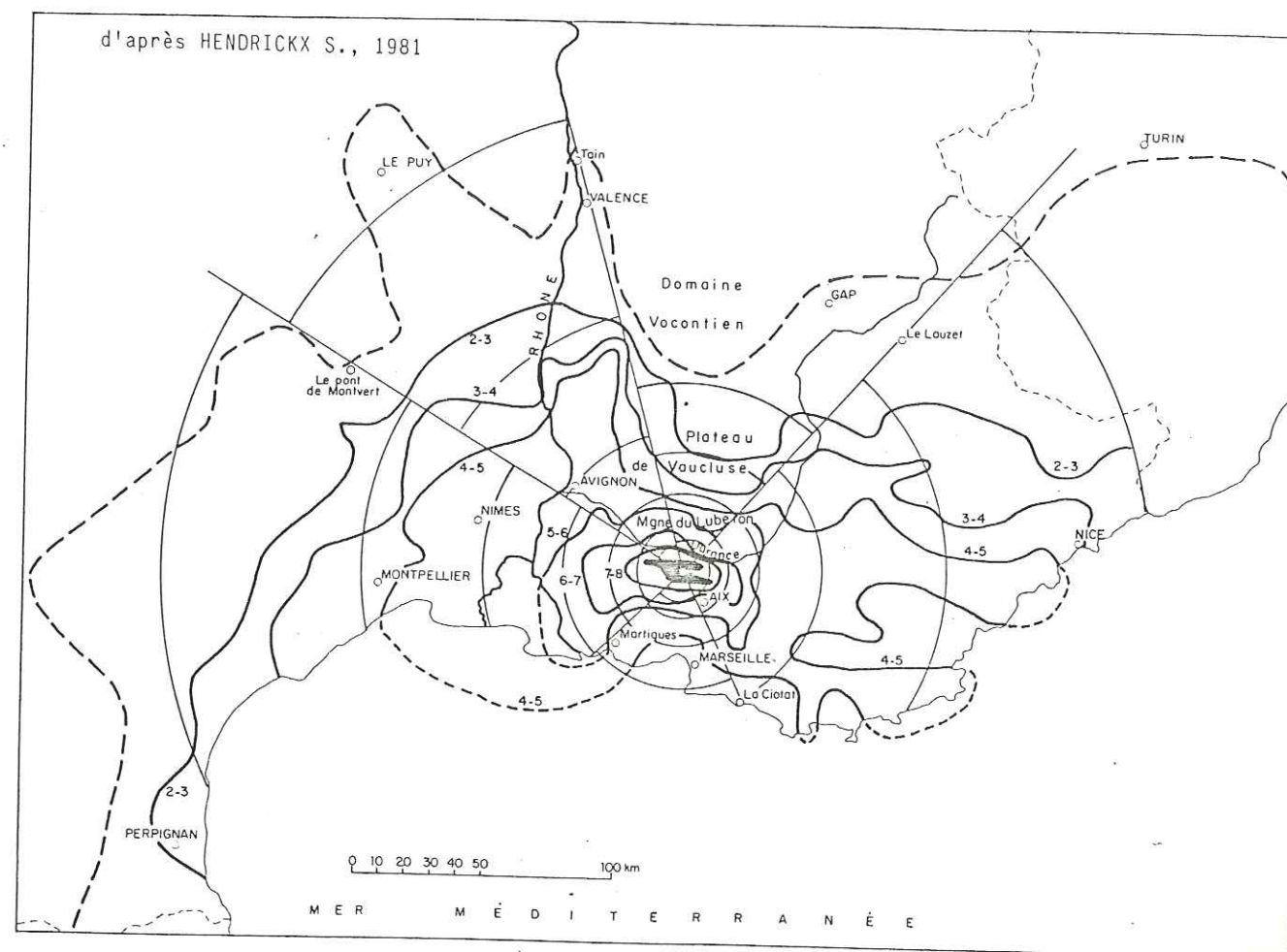
L'hypothèse la plus raisonnable proposée est un mécanisme "en faille inverse". Mais elle envisage aussi un mécanisme intermédiaire inverse décrochant sénestre. Cette proposition se veut être une description du type de mécanisme au foyer ayant la plus grande cohérence avec les sens de polarisation observés. De plus cette hypothèse apparaît compatible avec l'étude structurale de la région.

Le point de convergence des sens de polarisation des ondes doit se superposer à l'épicentre (si ces ondes sont des P et si le mécanisme est en faille inverse). Il se situerait alors à environ 3 kilomètres au Nord du chevauchement de la Trévaresse amenant des calcaires lacustres aquitaniens sur les sables hevétiens. Si l'on donne un pendage de 50° à cet accident, ce qui semble raisonnable, on obtient une profondeur pour l'hypocentre d'environ 4 à 5 kilomètres (F. RENAUD, 1978).

Nous verrons plus loin (chapitre V, figure 58, mécanisme au foyer n° 3, 4 ou 6) que cette détermination de mécanisme au foyer possible (inverse ou inverse décrochant sénestre) pour le séisme du 11 juin 1909, est compatible avec notre approche tectonique et microtectonique et notre méthode de détermination de mécanisme au foyer. En effet, par notre méthode, nous arrivons aux mêmes propositions.



Pour sa part, S. HENDRICKX (1980) calcule la profondeur estimée de ce séisme par une autre méthode faisant intervenir principalement la carte des isoséistes ainsi que le rayon de perception de ce séisme (figure 45) (ANGOT A., 1909).



- LEGENDE -

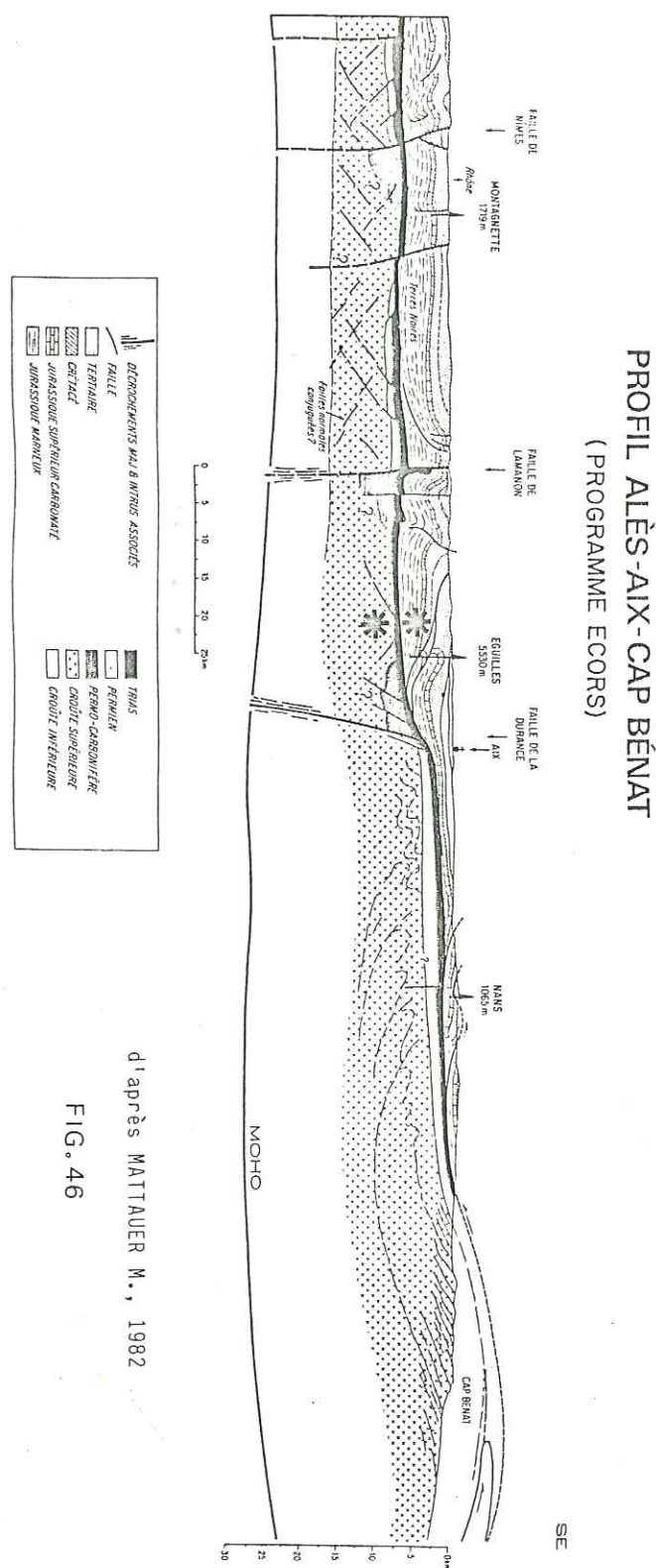
Fig. 45: Séisme du 11 juin 1909

Les courbes en tracé épais montrent l'allure des isoséistes observées (tracé manuel). Le trait gras discontinu est la limite de perception. Sont représentés en trait plus fin les limites des secteurs décrits dans le texte et les isoséistes (au nombre de six : 7-8, 6-7, 5-6, 4-5, 3-4 et 2-3) déduites des lois de décroissance ajustées sur les observations. Dans ce schéma, les isoséistes séparent les intensités inférieures à la demi-unité des intensités supérieures.

Il attribue un rayon de perception de 180 kilomètres à ce séisme ce qui lui donne par la formule de Gutenberg une profondeur du foyer à 10 kilomètres. Il constate ainsi que ce séisme se distingue nettement des ensembles définis précédemment.

Si l'on admet une profondeur pour ce foyer de 10 km et que l'on se réfère aux connaissances actuelles sur la profondeur du socle dans cette région, cela le place à l'intérieur de celui-ci. En effet, en arrière de la chaîne de la Trévaresse, la surface du toit des terrains anté-triasiques est comprise entre -5 et -6 km et en arrière de la chaîne des Costes entre -6 et -7 km (ARTHAUD et al., 1980). Cette hypothèse fait donc intervenir une déformation cassante du socle.

Dans l'hypothèse de F. RENAUD, l'hypocentre du séisme de 1909 à 4 ou 5 km se situerait soit à l'interface mésozoïque-socle (surface de décollement triasique), soit sur un plan de faille inverse

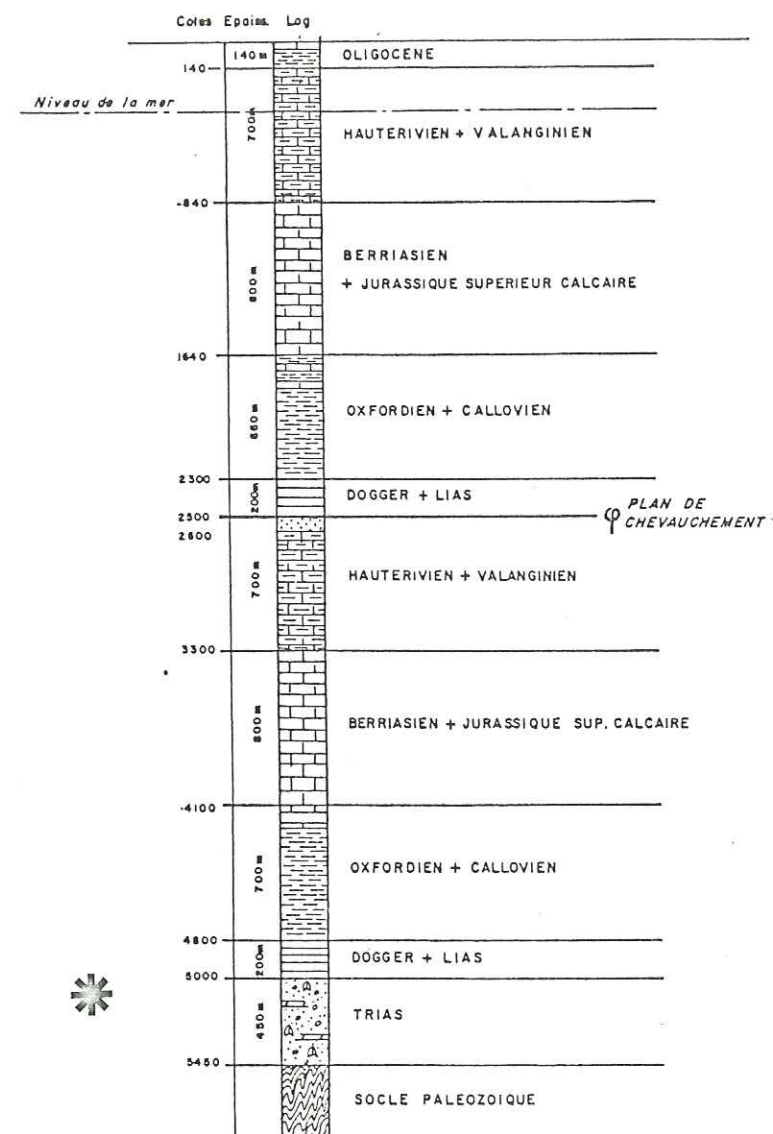


d'après MATTIAUER M., 1982

FIG. 46

FIG. 47 FORAGE DE LA TREVARESSE

X : 843
Y : 152
Z : 360



Nota : A partir de la cote - 2 500 les prévisions sont très aléatoires.
On s'est placé dans l'hypothèse la plus défavorable, celle où l'on rencontrerait une série mésozoïque complète sous un plan de chevauchement reconnu plus au Nord par le forage pétrolier de Rognes.

Dans le projet de forage profond sur la zone épicentrale du séisme de Lambesc 1909 (J. ROUIRE et al., 1982), la profondeur focale est estimée à 5 km. Ce qui le place dans le trias au niveau de l'interface socle-couverture * (figure 47).

recoupant les formations mésozoïques (figure 46). Considérant qu'il est plus facile de faire encaisser la déformation du socle le long des accidents profonds pré-existants correspondant aux décrochements sénestre de la Durance et dextre de Lamanon (Salon-Cavaillon), il paraît plus plausible, au niveau de la tectonique récente, que le séisme de 1909 soit lié à une déformation de la couverture plutôt qu'à une déformation du socle à cet endroit. La couverture peut se raccourcir par failles inverses, chevauchements et plissements en se décollant sur le socle, et le socle peut coulisser le long des accidents décrochants et même se soulever en vastes bombements (exemple : les Maures et l'Estérel, le Massif de l'Argentera, etc.).

Dans cette hypothèse, la profondeur du foyer serait inférieure ou égale à 6 kilomètres.

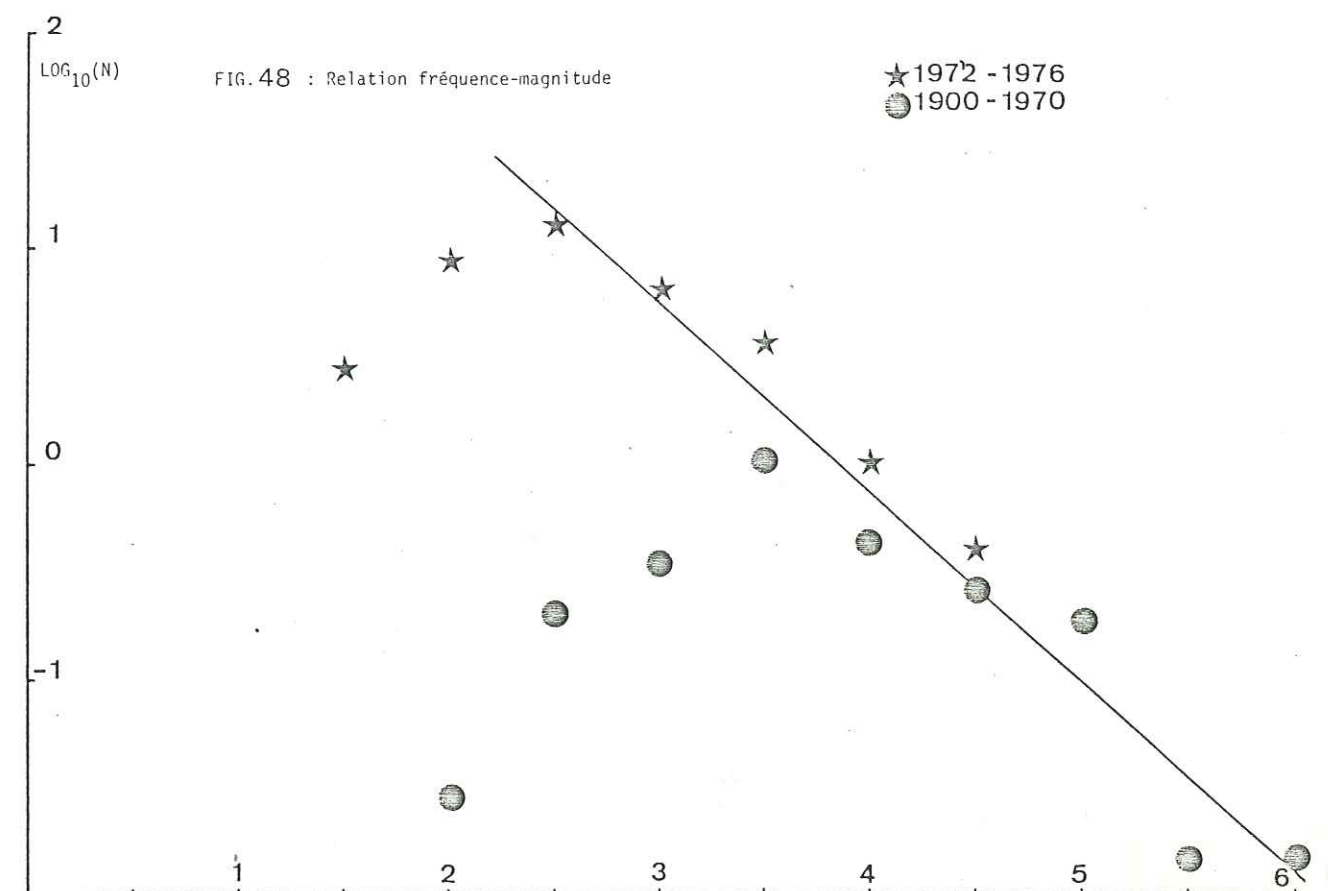
Dans l'hypothèse de C. DADOU (1981), l'hypocentre se situerait à environ 3 kilomètres (Cf. tableau).

TABEAU : LOIS D'ATTENUATIONS UTILISEES DANS LE CALCUL DE RISQUE SISMIQUE
FORME GENERALE DE LA LOI $I = I_0 + A + B \ln R + CR + e$

Région	Date du séisme	coefficients de la loi d'atténuation	coefficient de corrélation multiple	loi normale du résidu	Profondeur
Castellane	30.11.1951	A = - 0,032 B = - 0,71 C = - 0,042	0,900	N = 5 σ = 0,57 X2 = 5,5	1 km
Trevaresse	11.06.1909	A = 1 B = - 0,97 C = - 0,005	0,861	N = 23 σ = 0,85 X2 = 28,22	3 km
Hautes Alpes	05.04.1959	A = 1,21 B = - 0,88 C = - 0,012	0,846	N = 10 σ = 0,74 X2 = 9,99	4 km
Ligurie	23.02.1887	A = 0,52 B = - 0,72 C = - 0,0085	0,847	N = 66 σ = 0,92 X2 = 70,16	2 km

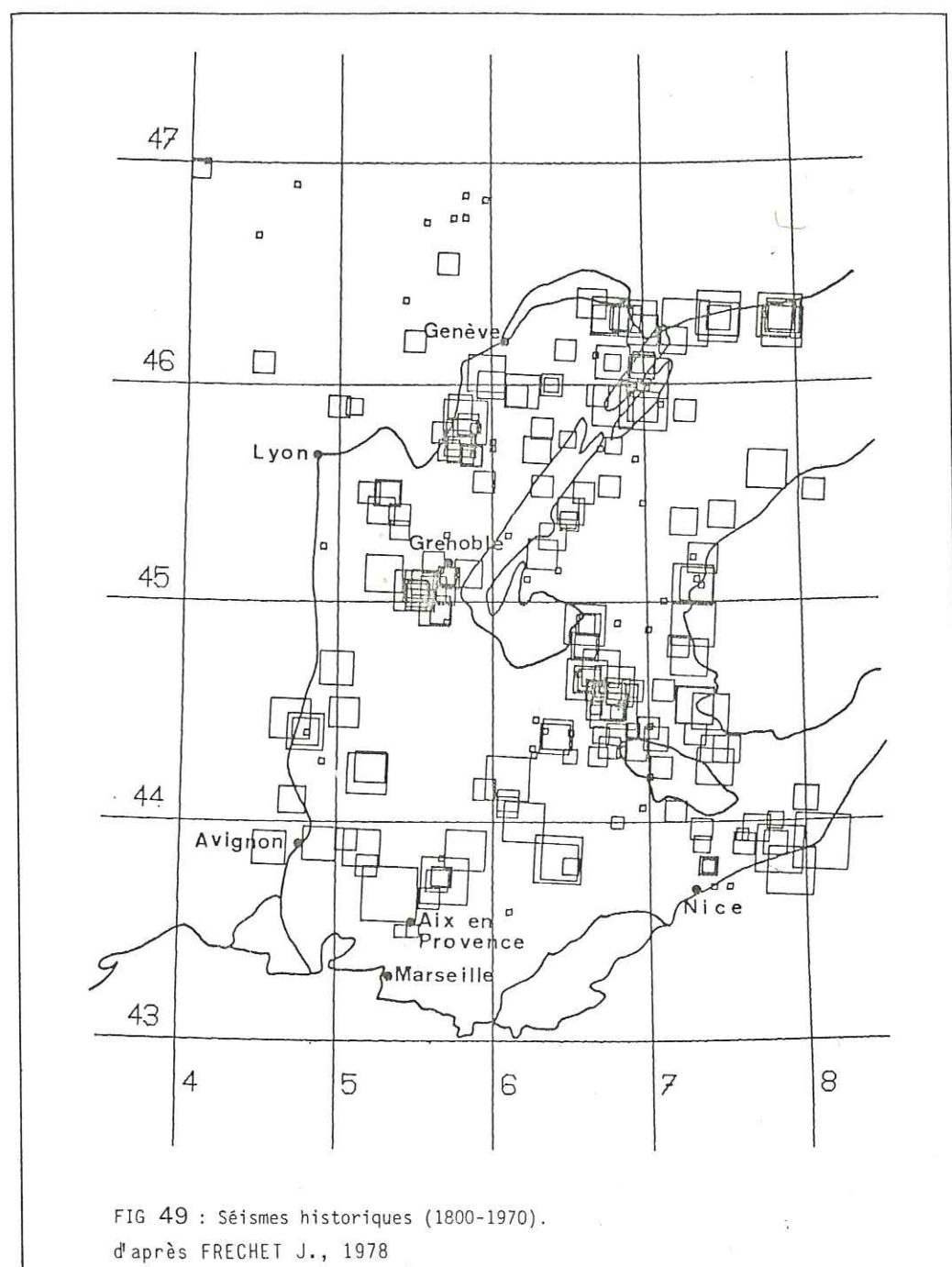
IV.5. RELATION FREQUENCE-MAGNITUDE

J. FRECHET (1978) a étudié la relation qui lie la fréquence à la magnitude des séismes historiques de 1900 à 1970 et des séismes récents de 1972 à 1977 déterminés par la L.D.G. Il construit le graphique des valeurs $\log_{10} N$ en fonction de M , où N est le nombre annuel moyen des séismes dans des intervalles de 0.5 de magnitude (M) (figure 48).



Cet auteur constate qu'au-dessus d'un certain seuil ($M=2.5$ pour le L.D.G., $M=3.5$ pour les séismes historiques), les points obtenus sont approximativement alignés. De plus, il existe un assez bon accord avec la sismicité historique (1900-1970) et récente (1972-1976) malgré l'hétérogénéité des données. Il apparaît donc que la majorité des séismes sont de faibles magnitudes ($M=2$ à 4).

D'autre part, l'examen de la figure 49 montre de façon qualitative que la Provence donne lieu à plus de gros séismes que de petits, alors que la zone alpine présente des magnitudes plutôt moins fortes et beaucoup plus de petits séismes.



Un travail de C. DADOU et al. (1981) a permis de dresser des cartes de fréquence et de densité d'énergie sismiques couvrant la période de 468 à 1979. La région Alpes-Provence a été découpée en mailles de 100 km² et ces auteurs ont calculé le nombre de séismes par unité de surface pour tous les événements connus, puis pour les événements d'intensité supérieure ou égale à 5 indépendants.

- Les cartes issues de l'ensemble des séismes (figure 50a, 50b) tiennent compte de toute la sismicité instrumentale des 15 dernières années, des séismes historiques des 200 dernières années, y compris les essais de séismes, les précurseurs et les répliques. En remontant le temps et suivant les régions, l'information s'appauvrit en nombre et les faibles intensités ne sont plus connues. Les résultats sont donc à exploiter avec beaucoup de précautions mais ils permettent tout de même de dégager quelques traits intéressants.

- Les cartes relatives aux événements d'intensité supérieure ou égale à 5 indépendantes (figure 51a, 51b) sont plus homogènes du point de vue de l'information représentée. Le problème des essais ne se pose théoriquement plus et seule la diminution de l'information en remontant le temps est à prendre en compte.

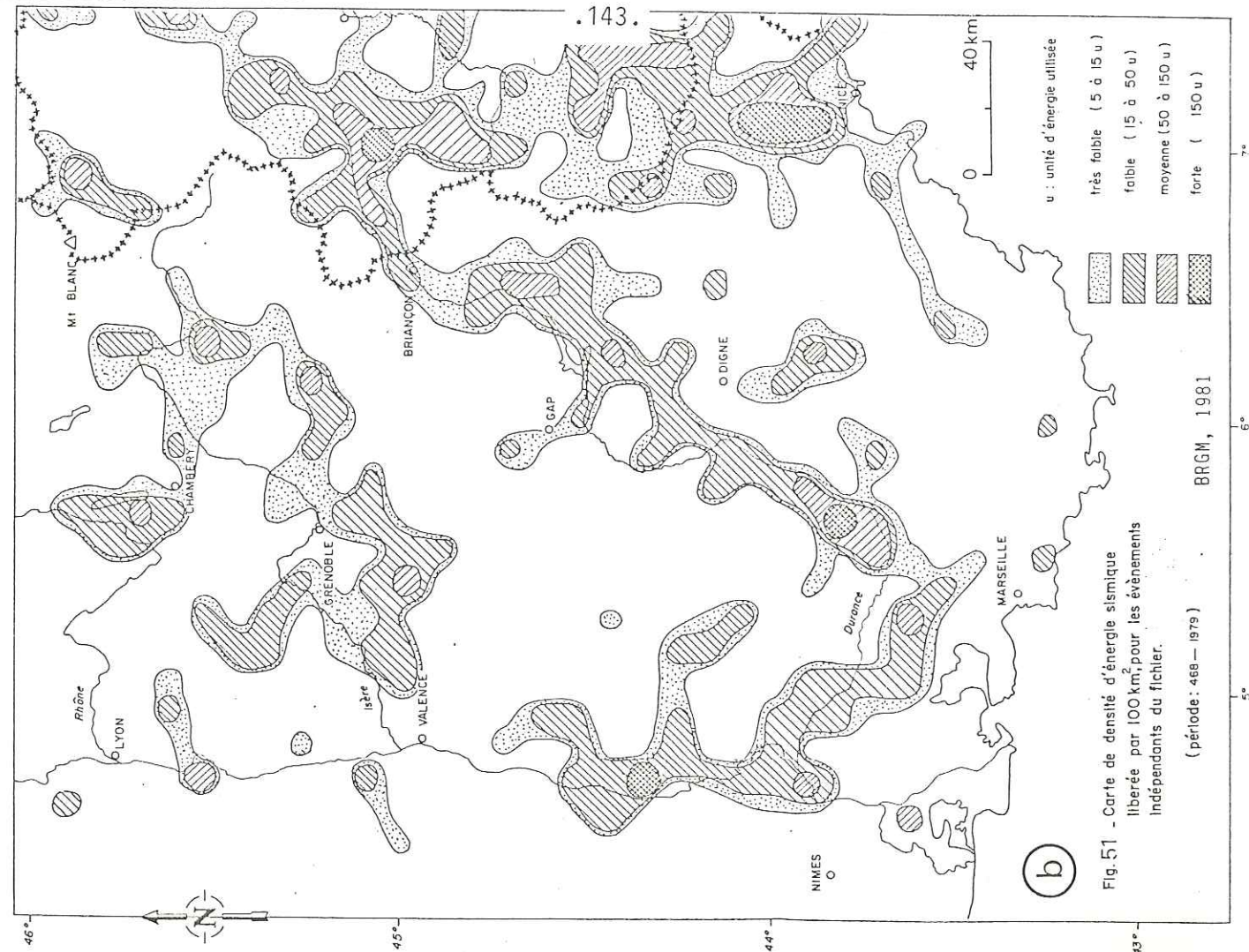
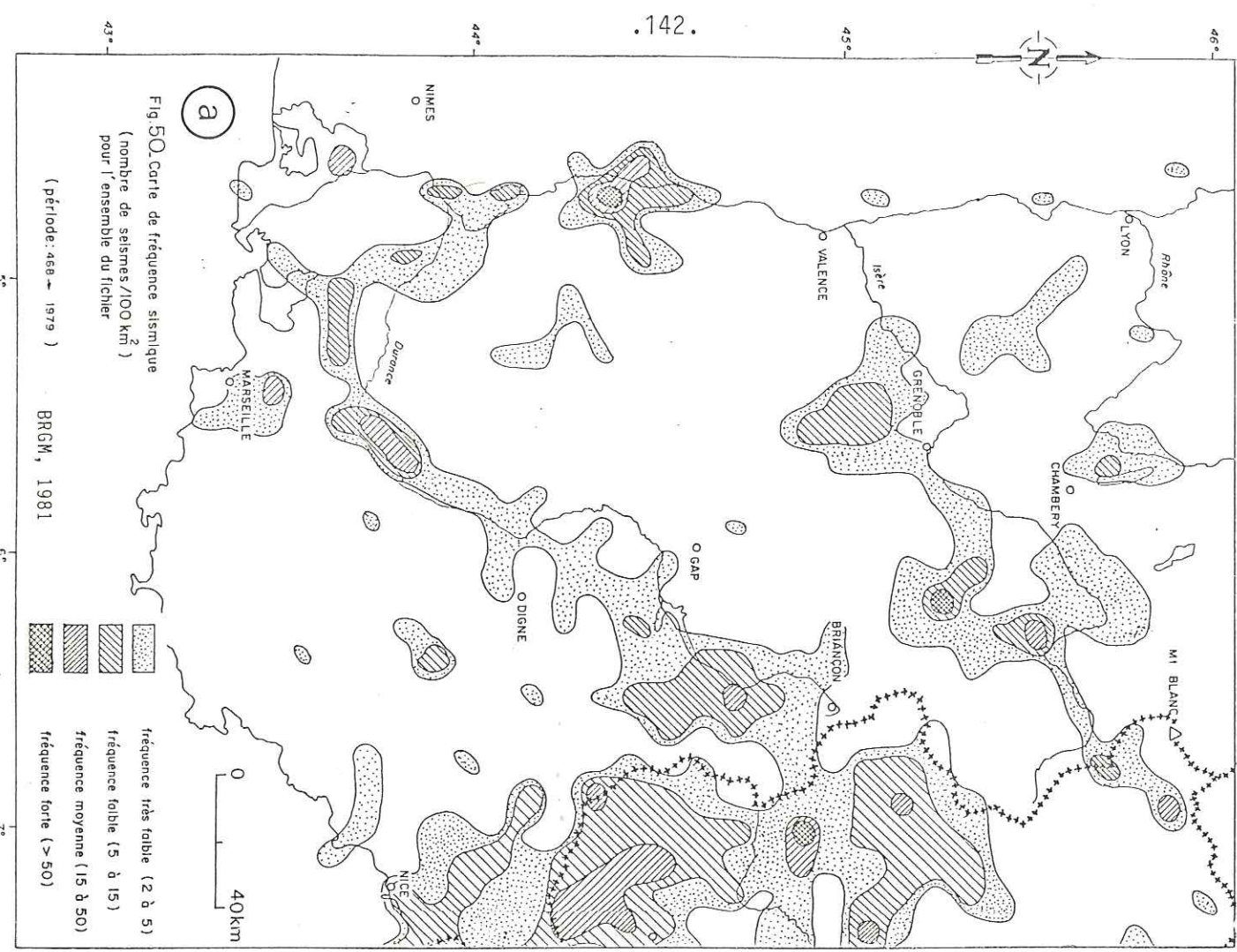
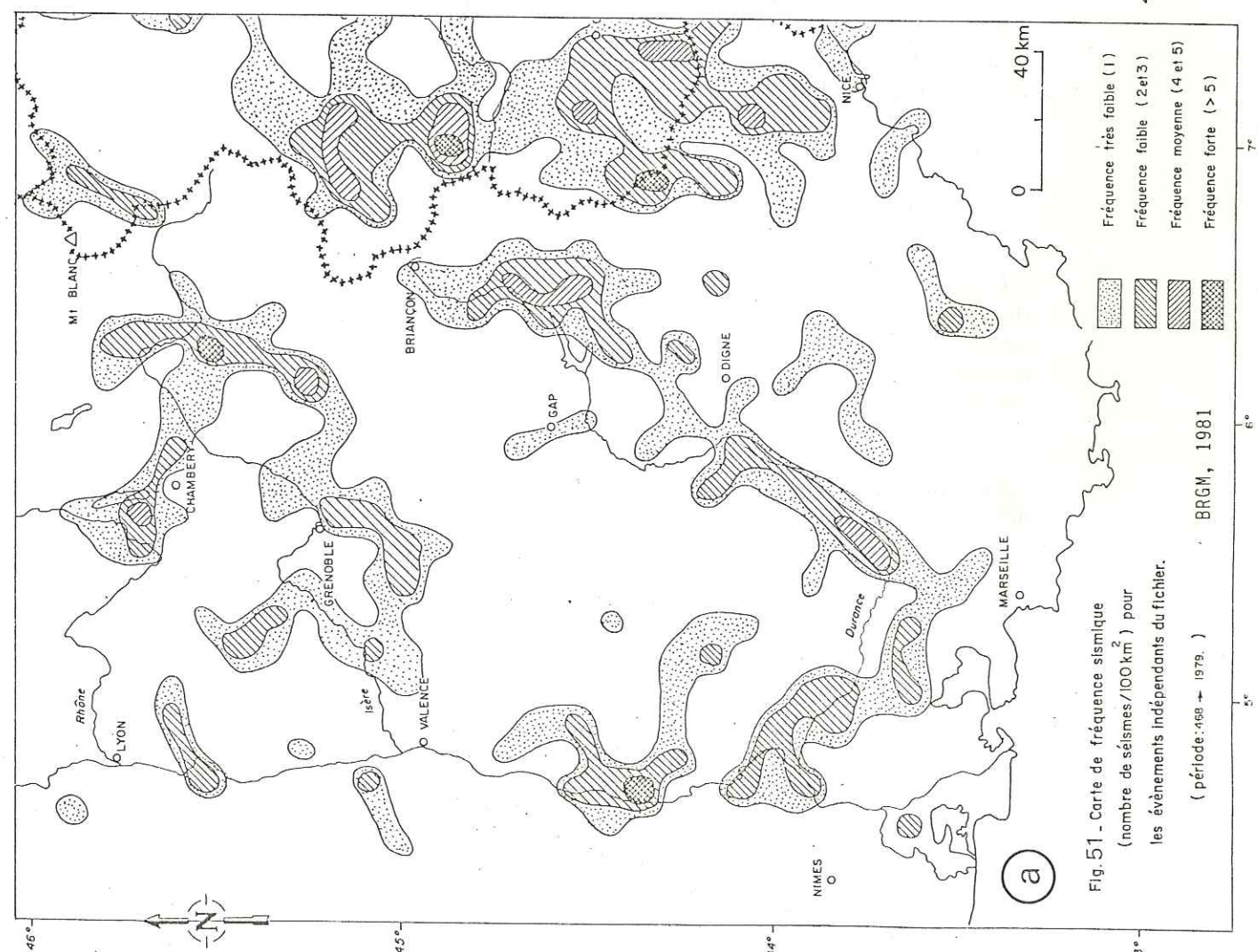
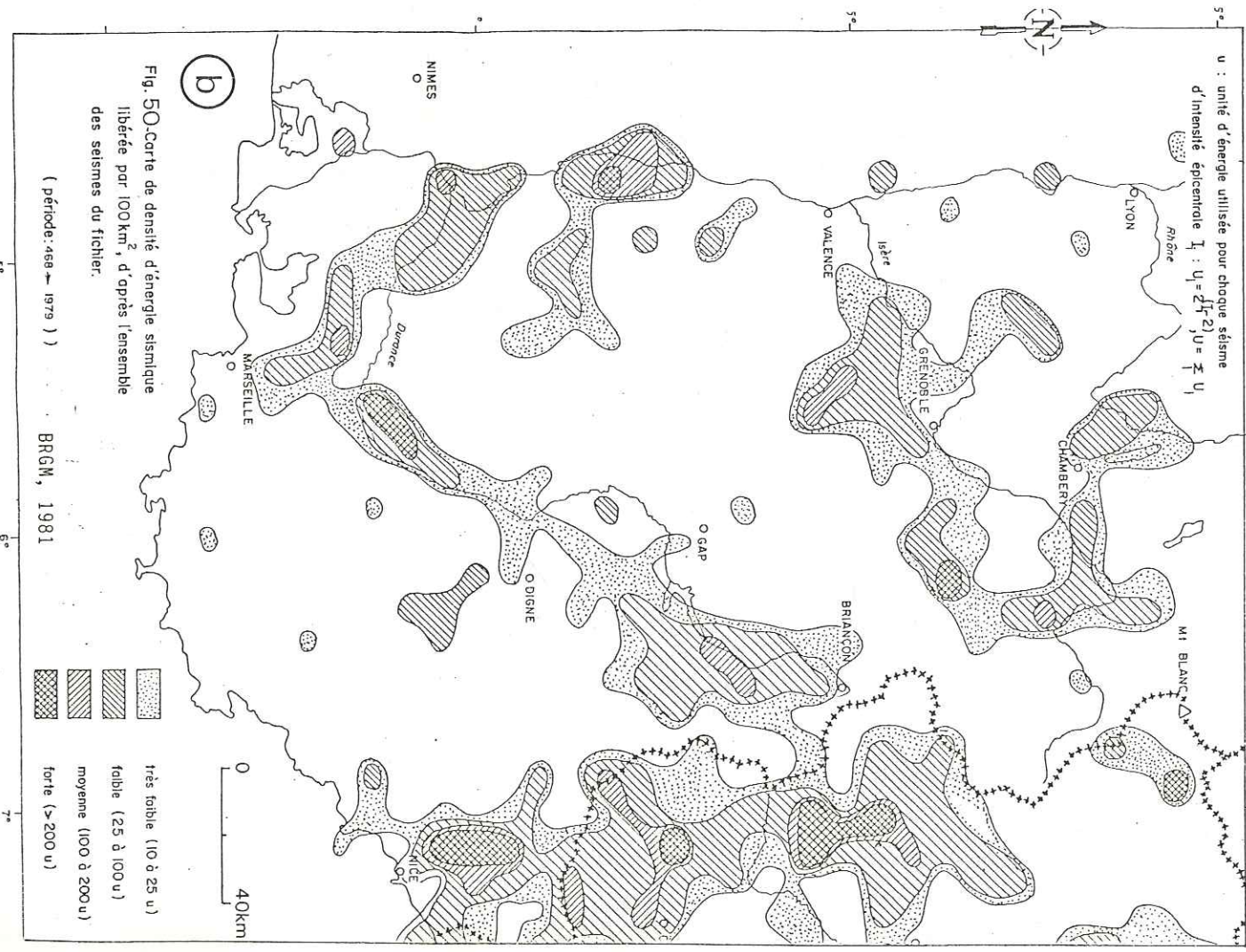
a) Les cartes de fréquences (figure 50a, 51a).

Les zones de faible sismicité y sont tout à fait apparentes. Sur la carte représentative de tous les événements (fichier général), une zone particulièrement sismique se dégage dans les Alpes internes et Maritimes. L'axe de la Durance se dessine bien, mais les fréquences y sont beaucoup plus faibles que dans la région précédente, du même ordre de grandeur que dans le Vercors et les massifs cristallins externes septentrionaux. La chaîne de la Trévaresse est marquée par une sismicité de faible fréquence. La carte de fréquence des événements à $I \geq 5$ vient nuancer les résultats précédents. Les mêmes zones sismiques se dégagent mais si elles ont des surfaces relativement différentes, les nombres d'événements par unité de surface deviennent similaires.

b) Les cartes de densité d'énergie (figure 50b, 51b).

L'énergie libérée par les séismes de la Durance est à peu près la même, que l'on considère les seuls événements à $I \geq 5$ ou l'ensemble des séismes, ce qui est aussi vérifié dans la partie méridionale de la vallée du Rhône, la Trévaresse et les Alpes externes septentrionales. Par contre, dans les Alpes internes, l'importance des essais modifie notablement la distribution des densités d'énergie. Il semblerait donc qu'un nombre élevé de petits séismes dans ce cas libère une quantité d'énergie notable.

La comparaison des deux cartes permet de différencier les zones



à assez forte densité d'énergie où la fréquence des événements est faible (peu d'événements mais forts) des zones à assez forte densité d'énergie où la fréquence des événements est importante (beaucoup d'événements d'intensité moyenne ou faible).

Citons dans le premier cas les Alpes Maritimes et la Trévaresse et dans le second les Alpes internes depuis la région de Cunéo jusqu'à l'Ouest de Turin. Le Sud de la vallée de la Durance (région de Manosque-Beaumont de Pertuis) appartient aussi à cette deuxième catégorie, mais l'intensité "moyenne" y est plus importante.

Conclusion.

L'ensemble de ces résultats, qui sont cohérents entre eux, suggère une zonation de la région Alpes-Provence basée sur la sismicité.

- Le domaine alpin interne est soumis à une activité sismique historique et actuelle de faible magnitude mais de fréquence élevée où l'essentiel des mécanismes au foyer déterminés est de type décrochant. Il apparaît localement des mécanismes au foyer de type normal. Les épicentres de ces séismes se situent dans un intervalle de profondeur compris entre 0 et 15 kilomètres.

- Le domaine alpin externe (ou subalpin) ainsi que la Provence sont caractérisés par une sismicité de fréquence relativement plus faible mais où s'expriment des magnitudes ou des intensités plus fortes. Les épicentres se situent généralement entre 0 et 5 kilomètres et correspondent donc à des ruptures très superficielles.

A l'intérieur de ces domaines, nous pouvons séparer :

. des zones plus ou moins rectilignes (vallée de la moyenne Durance, axe de Salon-Cavaillon, axe de Nîmes-Mont Ventoux, vallée du Var ...) qui correspondent à une sismicité de fréquence relativement élevée et d'intensité moyenne à faible avec des profondeurs d'hypocentres pouvant atteindre 8 kilomètres. Ces zones ont des caractéristiques qui les rapprochent du domaine alpin interne.

. des zones plus larges, généralement orientées Est-Ouest, correspondant à une sismicité de fréquence faible mais d'intensité généralement forte où les séismes apparaissent très superficiels.

CHAPITRE V

LES RELATIONS SEISMICITE-TECTONIQUE RECENTE

- PLAN -

Pages

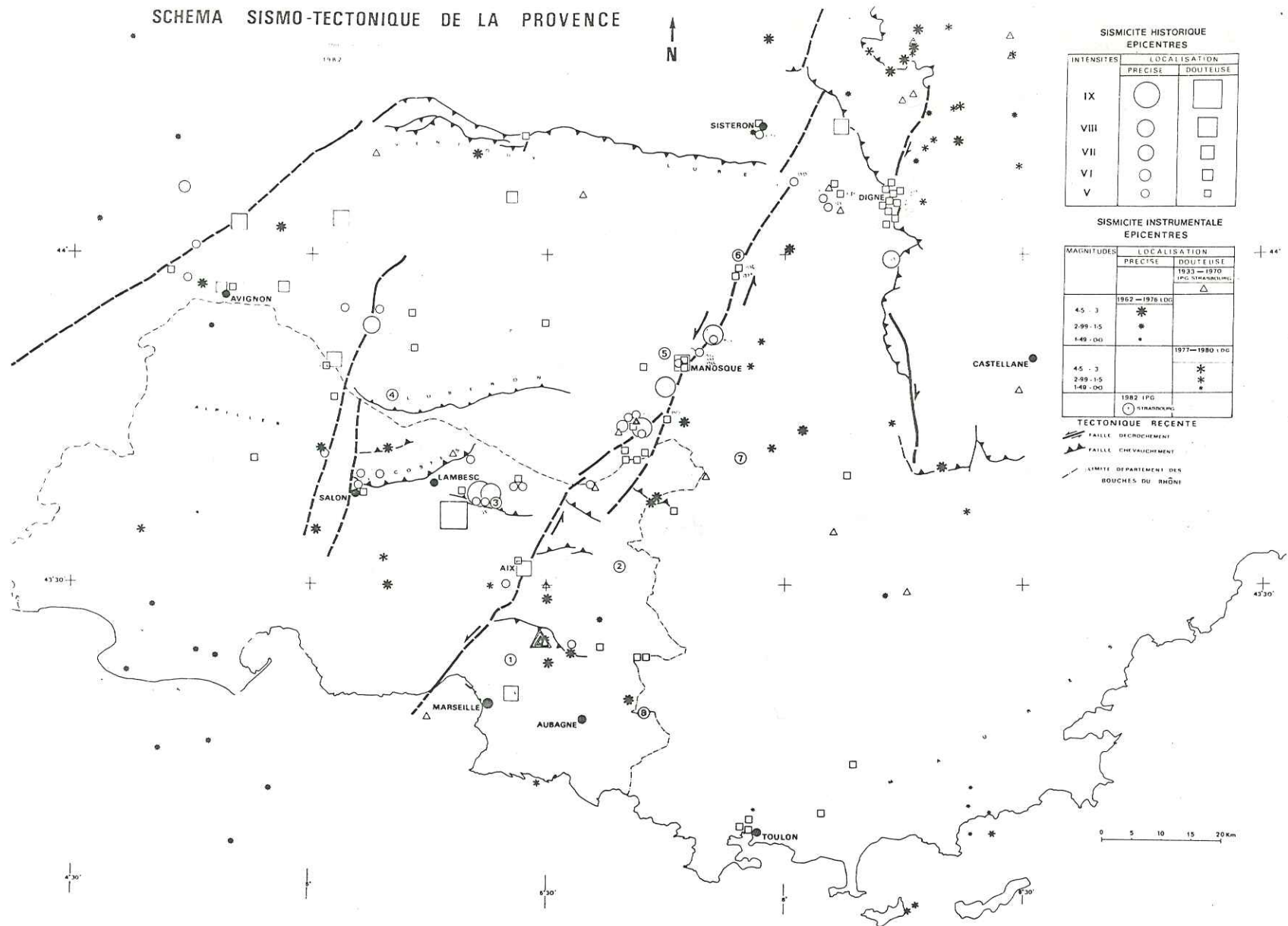
INTRODUCTION	151
V.I. LES CARACTERES GENERAUX DES RELATIONS SISMO-TECTONQUES..	153
V.2. ZONATION SISMO-TECTONIQUE	153
a) Domaines sismo-tectoniques de type 1	153
b) Domaines sismo-tectoniques de type 2	154
c) Domaines sismo-tectoniques de type 3	154
d) Domaines sismo-tectoniques de type intermédiaire.....	157
Conclusion	159
V.3. PROPOSITION DE DIFFERENTS MECANISMES AU FOYER POSSIBLES DES SEISMES HISTORIQUES ACTUELS OU FUTURS	160
Introduction	160
Détermination de mécanismes au foyer à l'aide des para- mètres tectoniques et microtectoniques	160

SCHEMA SISMO-TECTONIQUE DE LA PROVENCE

1982

N

149.



SISMICITE HISTORIQUE

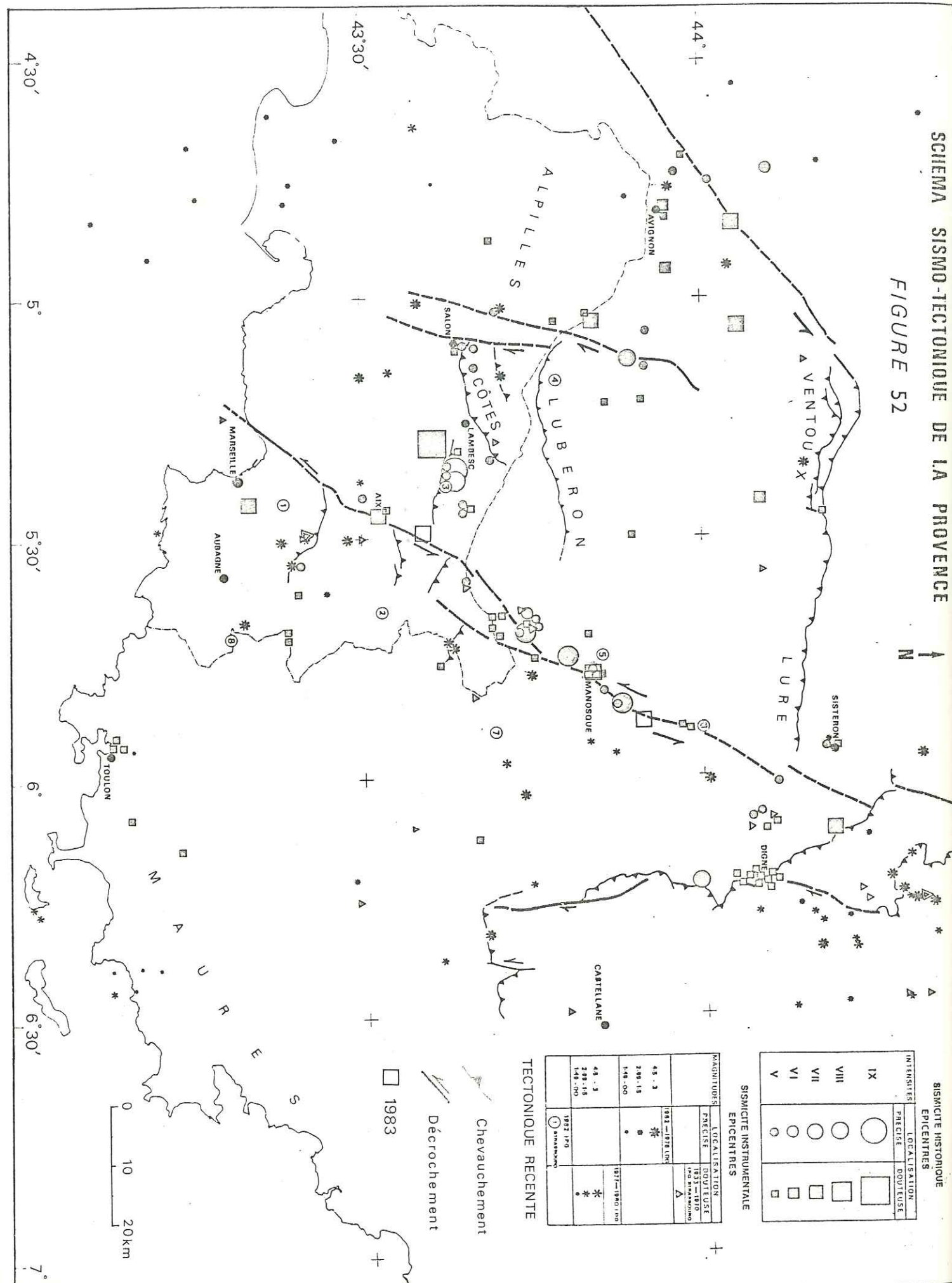
INTENSITES	LOCALISATION	
	PRECISE	DOUTEUSE
IX	○	□
VIII	○	□
VII	○	□
VI	○	□
V	○	□

SISMICITE INSTRUMENTALE

MAGNITUDES	LOCALISATION	
	PRECISE	DOUTEUSE
4.5 - 3	1933 - 1970 (PG STRANDELING)	1977 - 1980 (DG)
2.99 - 1.5	1962 - 1976 (DG)	
1.49 - 0.0		
4.5 - 3	1982 (PG)	
2.99 - 1.5		
1.49 - 0.0		

TECTONIQUE RECENTE

FAULLE DECROICHEMENT
FAULLE CHEVAUCHEMENT
LIMITES DEPARTEMENT DES BOUCHES DU RHONE



INTRODUCTION

La Provence peut être considérée comme une région test en France pour l'étude des relations tectonique récente-sismicité. En effet, un grand nombre de séismes historiques ou instrumentaux sont répertoriés par différents organismes (LDG, IPG Strasbourg, CEA...) et la répartition de leurs épicentres montre une bonne corrélation avec les accidents actifs au Plio-Pléistocène. De plus, des séismes de fortes intensités, tel celui de Lambesc (11 juin 1909), ont causé des destructions importantes et la mort de dizaines de personnes.

Dans ce contexte, il est fondamental de connaître les relations qui lient l'activité tectonique à l'activité sismique dans une région de France considérée comme l'une des plus exposées aux risques sismiques. L'élaboration d'un modèle sismo-tectonique pour la Provence doit permettre de mieux comprendre les divers phénomènes mis en jeu.

Les études précédentes ont permis d'établir un modèle cohérent des déformations affectant cette région depuis environ 10 millions d'années :

- en précisant la localisation des zones tectoniquement actives ainsi que leur type de déformation,
- en reconstituant le champ de contraintes actuel à l'aide d'études microtectoniques, ce qui permet notamment de déterminer, au niveau des lacunes d'observation, les modalités des jeux ou rejeux possibles le long des accidents majeurs,
- en dégagant les principales caractéristiques de la sismicité historique et actuelle en Provence.

Ces déformations, Miocène à Pléistocène, s'inscrivent dans un continuum dont la sismicité historique et instrumentale en sont les reflets actuels.

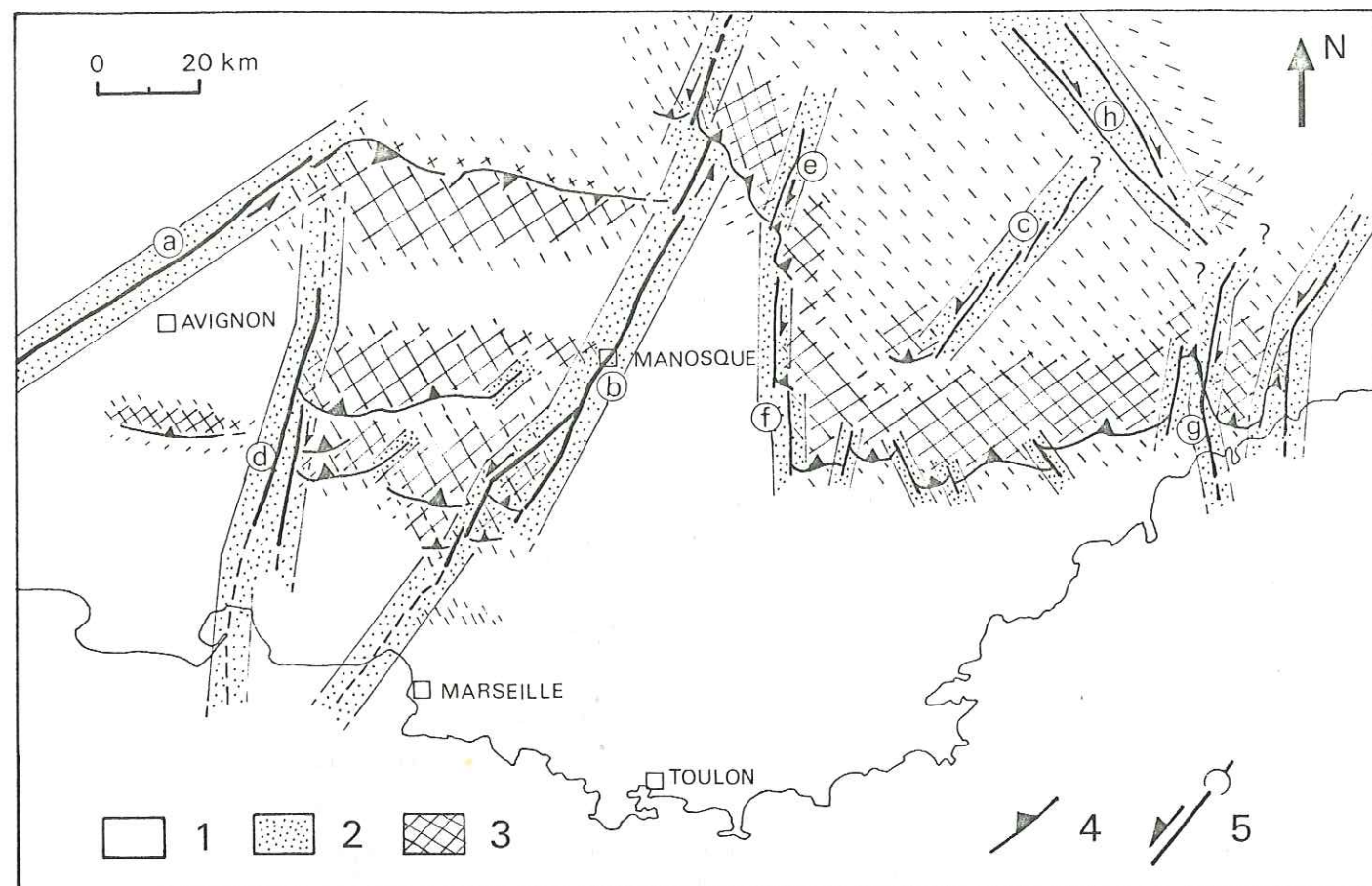


FIGURE 53 : Zonation sismo-tectonique de la Provence. 1-Domaine sismo-tectonique de type 1. 2-Domaine sismo-tectonique de type 2. 3-Domaine sismo-tectonique de type 3. 4-Chevauchement. 5-Décrochement.

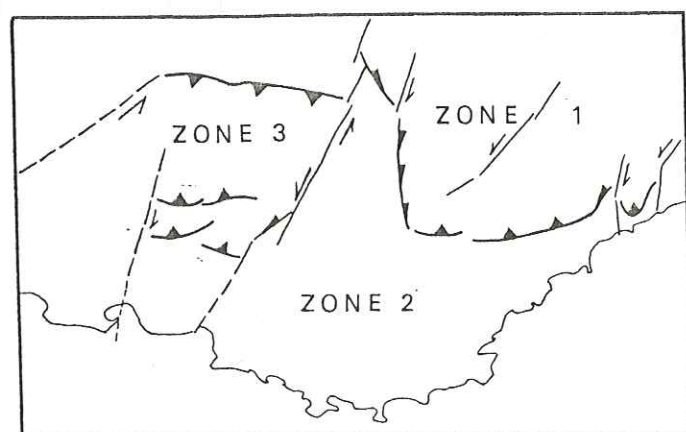


Figure 54 : Zonation tectonique de la Provence

V.1. LES CARACTERES GENERAUX DES RELATIONS SISMO-TECTONIQUES.

Différents auteurs ont cherché à corréler l'activité sismique avec les accidents structuraux dans le Sud-Est de la France (ROTHER J.P., 1941 ; VOGT J. et PHILIP H., 1976 ; BARBREAUX et al., 1976 ; PHILIP H. et al., 1976 ; CHOROWICZ J. et al., 1980).

Les esquisses sismo-tectoniques dressées par ces auteurs reposent sur des études de synthèse de cartes géologiques, de cartes de linéaments, de cartes néotectoniques, de cartes des structures profondes d'après les investigations géophysiques et enfin de diverses cartes de la sismicité historique.

La base de notre étude repose sur une démarche similaire que nous renforçons par une étude sur le terrain qui nous permet, par la mise en évidence de microstructures et l'établissement d'une chronologie des déformations récentes, d'aboutir à l'évaluation des trajectoires de contraintes successives dans cette région. Ceci nous permet d'évaluer les modalités des jeux ou rejeux possibles sur les différents accidents majeurs considérés actifs au Plio-Quaternaire et d'établir ainsi un cadre cohérent d'échelle régionale à l'expression des déformations qui affectent la Provence.

Ainsi, la superposition des épicentres de la sismicité historique (de 1104 à 1976) et de la sismicité instrumentale avec la carte des accidents tectoniques actifs au cours des dix derniers millions d'années (figure 52), permet d'établir les caractéristiques géométriques des relations sismo-tectoniques valables pour les trois zones définies dans le chapitre III.

Les différents paramètres qui caractérisent la sismicité (localisation, répartition, fréquence, intensité ou magnitude, profondeur ...) combinés avec ceux qui définissent notre zonation tectonique, permettent de définir la zonation sismo-tectonique suivante.

V.2. ZONATION SISMO-TECTONIQUE.

En Provence, il est possible de distinguer trois types de domaines sismo-tectoniques (figure 53).

a) Domaines sismo-tectoniques de type 1.

Ces domaines sont caractérisés par des déformations faibles ou inexistantes à l'échelle géologique et peuvent être considérées comme tectoniquement stables. A cette stabilité, correspond une

absence de sismicité qui fait de cette zone une région à risques sismiques faibles (exemple : zone 2, microzones de zone 3, figure 54).

b) Domaines sismo-tectoniques de type 2.

Ces domaines sont caractérisés par la présence de déformations concentrées aux abords immédiats d'accidents tectoniques décrochants ; ils se présentent donc tous comme des bandes rectilignes étroites, séparant des zones à comportements tectoniques plus ou moins hétérogènes. Ces décrochements par jeux successifs ou continus transmettent et concentrent les déformations à leurs extrémités ou le long de zones relais correspondant souvent aux domaines sismo-tectoniques de type 3. Ils se marquent par une sismicité de fréquence relativement élevée (Cf. figure 52), d'intensités épicentrales moyennes à faibles et de magnitudes correspondantes. Ces séismes s'alignent remarquablement bien (compte tenu des erreurs de localisation) sur le tracé des accidents décrochants généralement subverticaux ou à pentes fortes (PHILIP H. et TAPPONIER, 1976 ; BARBREAU A. et al., 1976 ; HENDRICKX S., 1981).

Exemples (figure 53) :

- Les décrochements sénestres ; faille de Nîmes a, faille de la Durance b, faille de Castellane-Daluis c.
- Les décrochements dextres : faille de Salon de Provence d, faille de Digne e, faille de Moustiers-Sainte-Marie f, faille du Var g, faille de l'Argentera (BARFETY et al., 1968) h.

c) Domaines sismo-tectoniques de type 3.

Ces domaines sont caractérisés par des zones à déformation compressive diffuse, orientées globalement E-W, intéressant un volume plus important que les domaines de type 2.

Ils sont le siège d'une déformation continue qui se traduit par des accidents chevauchants associés à des plis synsédimentaires. Cette déformation a pour origine :

- le raccourcissement régional N-S ;
- l'absorption des mouvements horizontaux en bout de décrochement où le long de zones relais.

La sismicité qui se superpose à ces domaines est de fréquence plus faible, mais d'intensité généralement plus forte que celles des domaines de type 2. Les épicentres de ces séismes, qui ne présentent pas d'alignements privilégiés, se situent généralement en arrière du tracé de surface des accidents, c'est à dire au

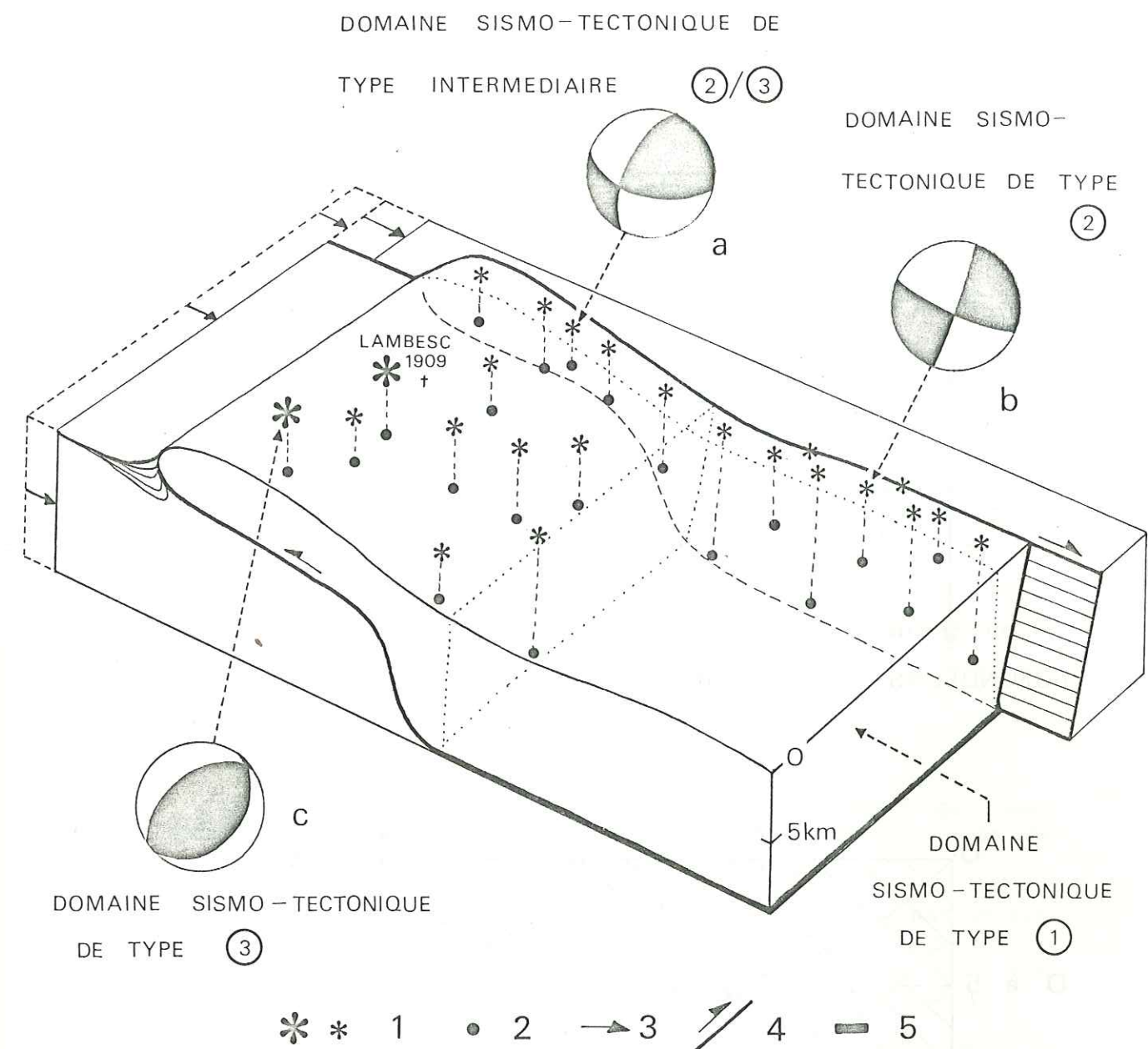
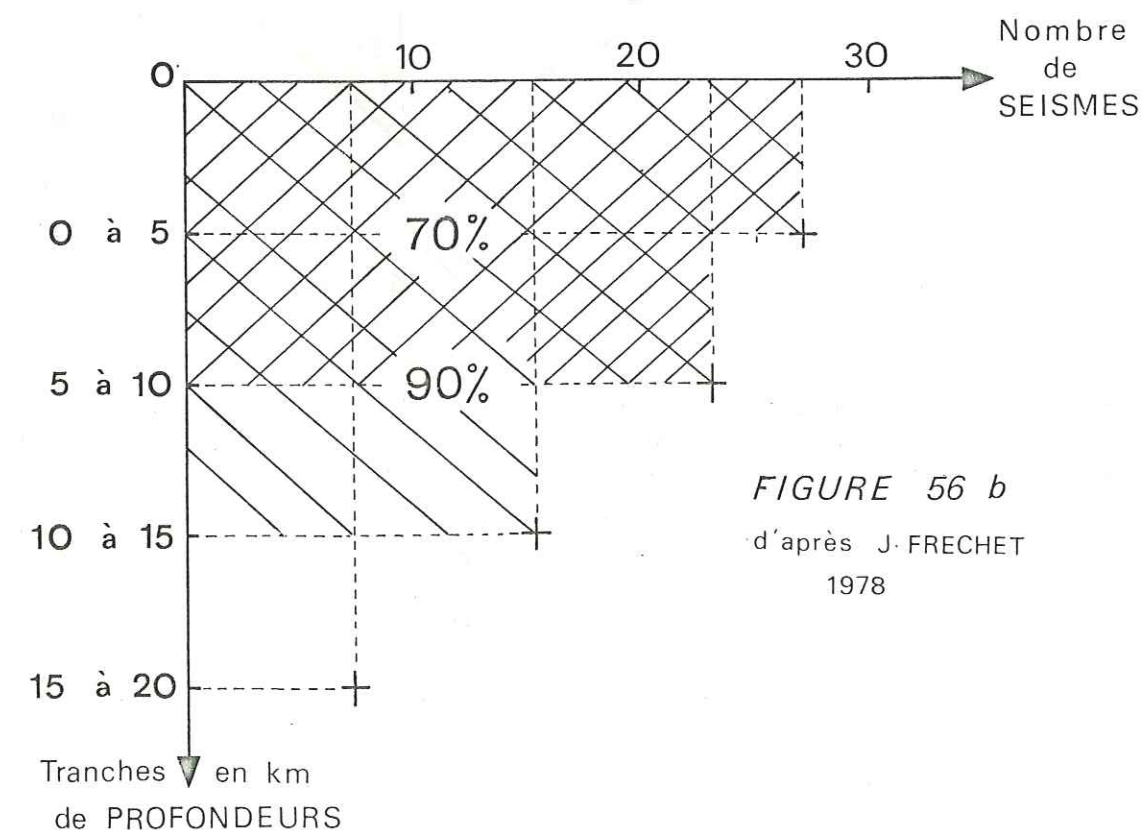
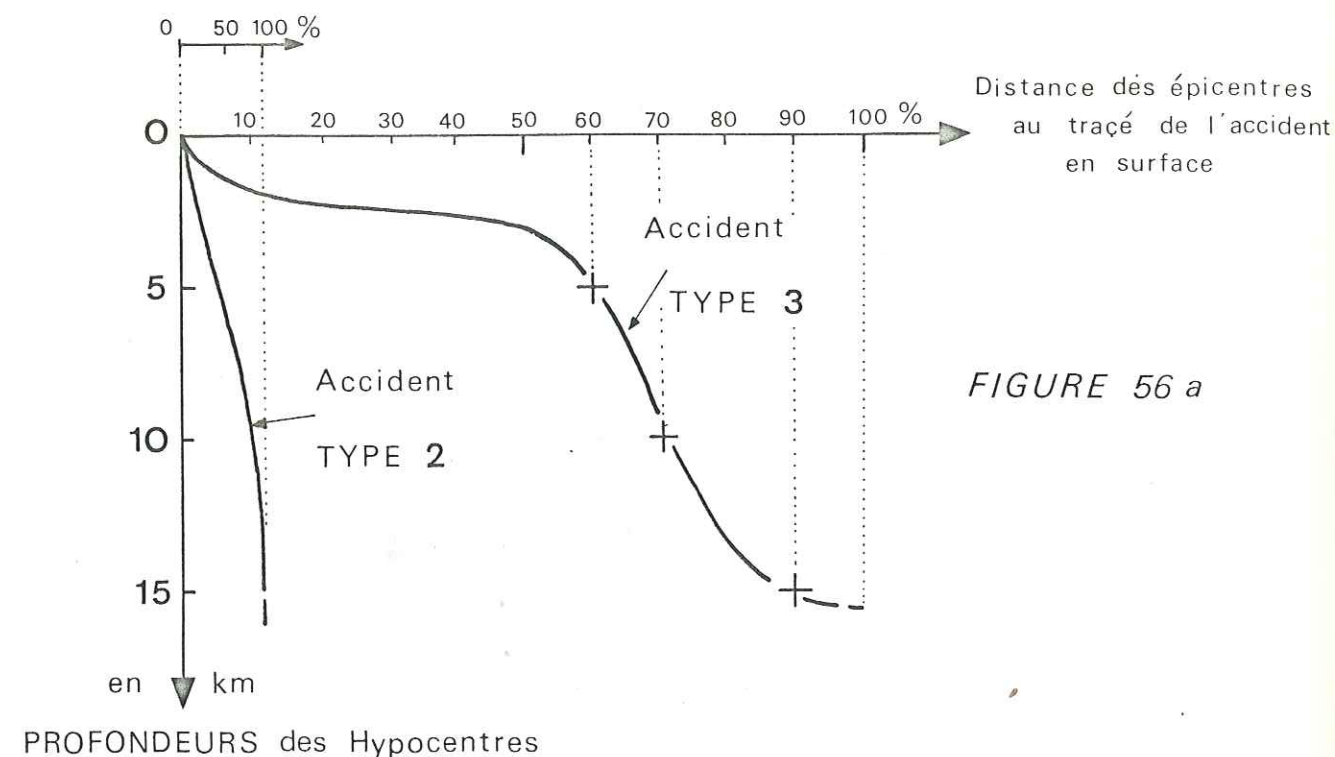


FIGURE 55 : Représentation schématique d'une déformation compressive décrochante (type D) et relation avec la sismicité. 1-Epicentre. 2-Hypocentre. 3-Direction de raccourcissement. 4-Accident tectonique. 5-Surface de décollement. a-Mécanisme au foyer décrochant-chevauchant. b-Mécanisme au foyer décrochant. c-Mécanisme au foyer inverse.



niveau du compartiment chevauchant. Il existe donc, théoriquement, une relation proportionnelle entre la valeur du pendage des accidents actifs et la surface de localisation possible des épicentres. Leur répartition à l'intérieur de ces zones est aléatoire (figure 55).

Un alignement des épicentres dans ce cas relèverait plus du hasard que du tracé de l'accident tectonique ou correspondrait alors à un accident inverse subvertical (figure 55).

La profondeur des séismes sera fonction de la distance au tracé de l'accident en surface et du type d'accident (figure 56a).

Nous avons vu précédemment que les séismes ont des hypocentres à faible profondeur (entre 0 et 5 km) en Provence et le long des zones externes de l'arc de Digne-Castellane, là où s'expriment principalement les accidents chevauchants, avec de rares exceptions à 10 ou 15 km. Les profondeurs supérieures à 5 km apparaissent le plus souvent superposées aux accidents décrochants.

Ces résultats sont en accord avec ceux de J. FRECHET (1978) (figure 56b) et avec ceux de la courbe théorique déduite du type de déformation affectant la provence (figure 56a).

d) Domaines sismo-tectoniques de type intermédiaire.
(Cf. figure 55).

Ces domaines sont caractérisés par le recouvrement des deux types de domaines précédents (2 et 3) ou bien par des zones de relai entre domaines identiques de type 2.

Dans le premier cas, le domaine intermédiaire sera marqué par la coexistence de deux types de déformations successives ou simultanées, l'une décrochante, l'autre chevauchante ou bien par une déformation de type intermédiaire inverse décrochante.

Dans le deuxième cas, le domaine intermédiaire correspond à un relai d'accidents décrochants, soit compressif, soit distensif, qui entraîne comme précédemment la coexistence de deux types de déformation.

Dans ces deux cas, la déformation est liée à la géométrie des accidents et se situe principalement aux extrémités des accidents décrochants.

Au niveau de la sismicité et dans le cadre d'une comparaison entre mécanismes au foyer et mouvements sur les failles, on obtiendra plusieurs possibilités pour l'expression de ces mécanismes dans ces domaines de type intermédiaire. C'est ainsi qu'à l'échelle de la région Alpes-Provence, la compression actuelle s'exprime au niveau des mouvements sur les accidents tectoniques par la détermination de mécanismes au foyer de type inverse, décrochant

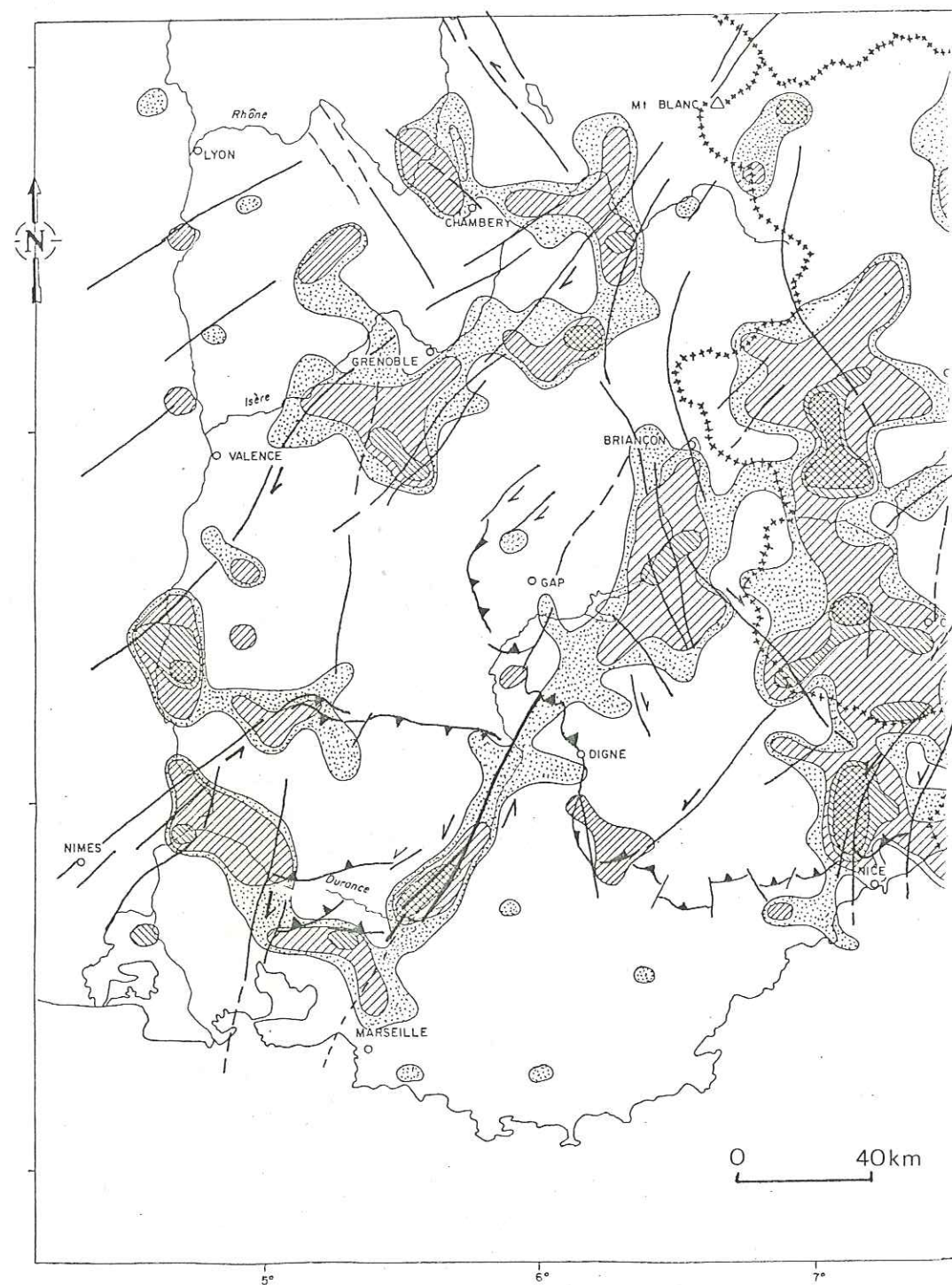


Figure 57 : Relations tectono-énergétique dans le Sud-Est de la France.
Légende cf Fig. 50 b.

ou normal qui correspond pour ces derniers à un phénomène probablement local en relation avec ces domaines de type intermédiaire.

La superposition des accidents tectoniques avec la carte de densité d'énergie sismique libérée au cours de la période 468-1979 montre une bonne corrélation entre les domaines de type intermédiaire représentés par les relais d'accidents précités et les zones où la densité d'énergie libérée par les séismes apparaît la plus forte avec des magnitudes moyennes ou faibles et donc des fréquences élevées (figure 57).

Il conviendrait d'étudier plus en détail les relations qui lient la densité d'énergie sismique libérée par tranche de temps à chaque extrémité d'accidents décrochants et de la comparer par exemple avec la densité d'énergie libérée par des domaines de type 3. Nous avons seulement voulu effleurer ce type de relation existant dans les zones de relai d'accidents tectoniques de natures différentes et il faudrait approfondir les recherches dans ce sens.

Conclusion.

Ces déformations intra-continentales de type superficiel, caractérisées par un rapport des contraintes R faible ou nul sur l'ensemble de la Provence (σ_2 proche de σ_3), correspondent à une sismicité de même type, dont les caractéristiques varient suivant la nature de l'accident auquel elle se rattache. Les foyers de ces séismes se localisent dans les cinq premiers kilomètres de l'écorce terrestre et pour une part moins importante dans les dix kilomètres suivants.

V.3. PROPOSITION DE DIFFERENTS MECANISMES AU FOYER POSSIBLES DES SEISMES HISTORIQUES, ACTUELS OU FUTURS.

- Introduction.

Les séismes traduisent les déformations actuelles dans les premiers kilomètres de l'écorce terrestre. L'activité sismique en Provence correspond à une tectonique compressive liée à une direction de raccourcissement approximativement N-S.

La connaissance des paramètres qui définissent le type de déformation actuelle et récente (décrochante compressive) de la Provence, nous permet de mieux comprendre l'activité sismique.

En associant ces différents paramètres, on peut évaluer les types de mécanismes au foyer possibles sur les différents accidents tectoniques majeurs ou déterminer ceux des grands séismes historiques.

Cette détermination est rendue nécessaire dans une région où le risque sismique est relativement élevé par rapport aux autres régions du territoire français, et où peu de mécanismes focaux ont été établis. La définition de ces mécanismes est primordiale pour la modélisation des mouvements du sol en champ proche.

- Détermination de mécanismes au foyer à l'aide des paramètres tectoniques et microtectoniques.

La connaissance de la tectonique régionale et des paramètres déduits des études microtectoniques permet d'établir en chaque point considéré le ou les mécanismes au foyer possibles. Pour cela, il est nécessaire de connaître :

a) les orientations en azimuth et pendage des axes principaux du tenseur de contraintes locales, ainsi que le rapport des grandeurs des contraintes principales :

$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Dans ce cas, le tenseur considéré n'a pas de valeur régionale. En effet, le domaine de fiabilité d'un tenseur moyen des contraintes est fonction du volume dans lequel les mesures de plans striés ont été effectuées pour le déterminer.

Si l'on établit à partir de ce tenseur un mécanisme au foyer, son domaine de fiabilité sera de même échelle que celui du tenseur.

b) La géométrie et la localisation du segment de faille actif considéré, où va s'appliquer le tenseur de contrainte.

c) Une méthode, utilisant la projection stéréographique (détaillée dans l'annexe) qui permet de reconstituer la position de la strie correspondant pour ce tenseur, au mouvement sur le plan de faille. La construction du plan perpendiculaire au vecteur glissement détermine le plan "auxiliaire" du mécanisme au foyer ainsi reconstitué.

Pour la Provence, la localisation des différents sites de mécanismes au foyer possibles correspond à la répartition des stations microtectoniques et donc à la répartition des différents tenseurs moyens de contraintes ponctuels.

Ces tenseurs ont un âge :

- Pléistocène, dans les zones où nous avons pu les définir, c'est-à-dire au niveau des affleurements d'âge Quaternaire suffisamment déformés.

- Miocène supérieur ou Pliocène dans les zones où il est apparu que le champ de contraintes est resté globalement uniforme jusqu'à l'actuel.

Cette répartition des différents tenseurs n'est pas aléatoire mais correspond à des zones où la déformation est concentrée c'est-à-dire au niveau des accidents actifs au Plio-Pléistocène.

Quelques réserves sont à prendre en compte concernant les différents paramètres utilisés :

- Premièrement : le plan de faille majeur n'est pas forcément mesurable à l'intérieur ou à proximité d'une station microtectonique. Mais nous avons vu précédemment (Cf. § II.3) que les caractéristiques géométriques et dynamiques des microstructures proches d'un accident majeur étaient semblables à celui-ci. Nous pouvons donc, par extrapolation, considérer que l'état de contraintes qui est à l'origine des mouvements sur les plans de microfailles mimétiques de l'accident majeur, est approximativement le même que celui qui permet son mouvement.

- Deuxièmement : les tenseurs de contraintes mesurés en surface ne possèdent pas obligatoirement les mêmes caractéristiques que ceux des zones hypocentrales. Mais si l'on considère que les directions de contraintes principales du tenseur moyen de contraintes calculé à partir des microstructures de subsurface, sont approximativement les mêmes qu'en profondeur, seule la variation du rapport des contraintes R va modifier la position de la strie sur le plan de faille. En effet, l'étude des séismes d'EL ASNAM a montré que le tenseur moyen des contraintes en surface conserve approximativement les mêmes directions que celui calculé en

MECANISME AU FOYER	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Contrainte maximale σ_1	179 15	192 06	192 06	053 06	344 13	344 13	001 30	042 00	138 30	226 00	226 00	215 20	215 20
Contrainte intermédiaire σ_2	270 04	295 64	295 64	323 02	076 10	076 10	269 04	312 00	293 57	316 00	316 00	065 68	065 68
Contrainte minimale σ_3	015 75	100 25	100 25	216 83	202 75	202 75	172 60	149 90	041 11	127 90	127 90	309 10	309 10
Rapport R	0,21	0,21	0,21	0,15	0,12	0,12	0,31	0,85	0,67	0,4	0,4	0,04	0,04
Plan de faille majeur	059 65W	045 78W	105 50N	110 55N	085 50N	050 70W	75 50N	095 45S	020 80W	15 70E	135 55N	120 10N	160 75E
Serie mesuré sur le terrain	26N	10N	88E	88E	88E	50N			09N				25S
Serie projeté	22N	06N	85E	52E	78W	59N	82E	83W	11S	36N	89E	78E	12S

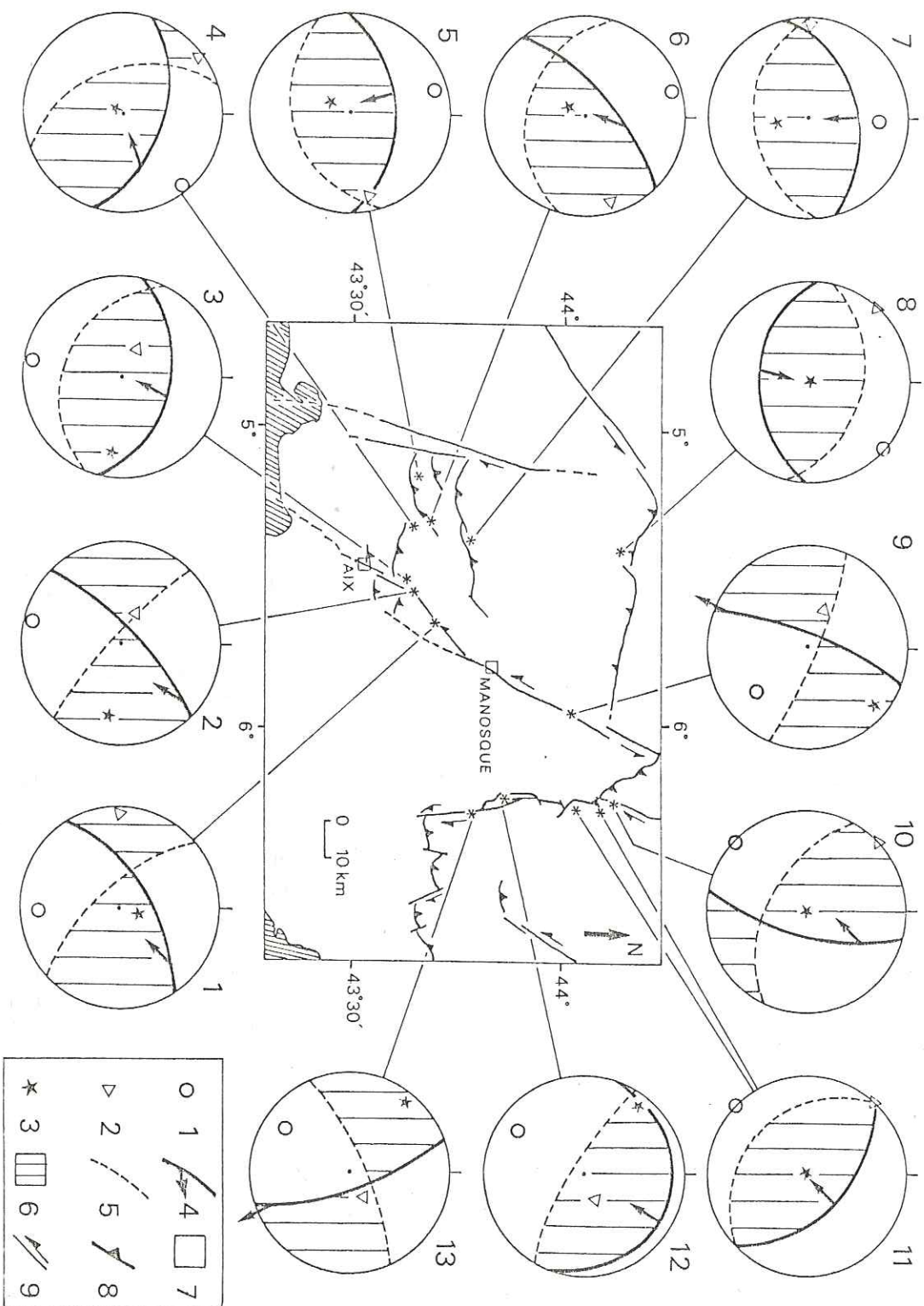


FIGURE 58 : CARTE DES ACCIDENTS TECTONIQUES ACTIFS AU PLIO-PLÉISTOCÈNE ET MÉCANISMES AU FOYER POSSIBLES DES SÉISMES HISTORIQUES, ACTUELS OU FUTURS
1-01, 2-02, 3-03, 4-Plan de faille actif et sa strie, 5-Plan auxiliaire, 6-Quadrants en extension, 7-Quadrants en compression,
8-Tendressement, 9-Écartement.

profondeur (VASSEUR, ETCHEPAR A., PHILIP H., 1983). Mais le rapport R passe d'une valeur en subsurface de 0.13 à une valeur comprise entre 0.3 et 0.45 pour le tenseur moyen des contraintes expliquant 90 % des mécanismes au foyer. Cette augmentation de la valeur du rapport R de 0.2 à 0.3 avec la profondeur va légèrement modifier la position de la strie sur le plan de faille.

En ce qui concerne la Provence, nous ne connaissons pas la loi de variation du rapport R avec la profondeur. Nous avons donc préféré utiliser les tenseurs moyens de contraintes superficielles pour projeter chaque direction de contrainte tangentielle sur les plans de failles respectifs.

- Troisièmement : Les caractéristiques géométriques des accidents majeurs susceptibles d'avoir une activité sismique peuvent varier avec la profondeur ou le long de leur tracé et nous avons donc pris des valeurs moyennes pour définir les différents plans utilisés.

Ces réserves étant faites, la construction des mécanismes au foyer possibles en Provence permet de constater que, dans tous les cas (hormis celui du Mont Ventoux qui possède un $R \sim 0.85$), la contrainte principale intermédiaire σ_2 ainsi que la minimale σ_3 sont comprises dans les quadrants en extension (figure 58 hachures). Ceci tendrait à confirmer la faible valeur des rapports R entraînant un σ_2 proche de σ_3 .

A N N E X E

Principe de la méthode manuelle de déterminations stéréographique sur canevas de Schmidt d'une strie sur un plan donné à partir d'un tenseur (A. ETCHEPAR, 1984).

Pour définir les principes de la méthode, nous prenons un cas réel le plus général possible qui correspond à l'exemple du mécanisme au foyer possible pour la région de Beaumont de Pertuis (N° 1, figure 58).

Le tenseur moyen de contraintes calculé à l'aide de la méthode d'analyse microtectonique pour la station 11 est défini comme suit :

Contraintes principales	Direction	Pendage	Rapport R
σ_1	179	15	0.21
σ_2	270	04	
σ_3	015	75	
Plan de faille:			
P	059	65 W	

Utilisation du stéréogramme de Schmidt : projection dans l'hémisphère inférieur (figure 59).

1) Projeter σ_1 , σ_2 , σ_3 , P et son pôle p.

2) Amener l'axe principal σ_3 par une rotation en position verticale. On obtient σ'_3 . Effectuer la même rotation pour σ_1 , σ_2 et P ce qui les amène respectivement en σ'_1 , σ'_2 , et P'.

Tracer le nouveau plan P' correspondant au pôle p'.

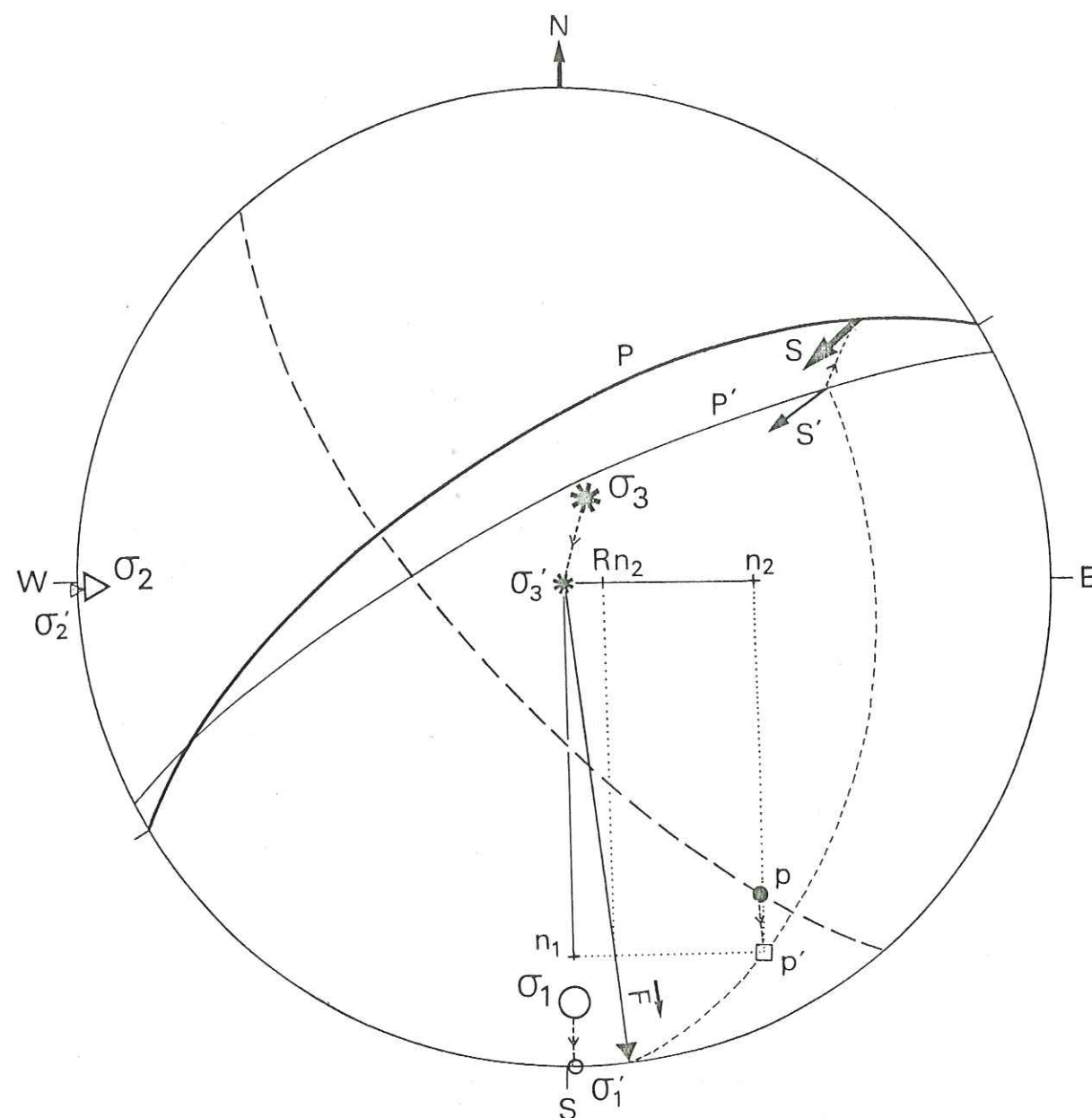


FIGURE 59: Construction stéréographique sur Canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) d'un mécanisme au foyer. Légende voir texte

3) Rappel : l'état de contrainte en un point et à un instant donné peut s'exprimer par un tenseur de contraintes T à partir duquel peut être calculée la contrainte \vec{F} exercée sur tout plan de normale \vec{n}

$$\vec{F} = T \vec{n}$$

Dans les axes principaux des contraintes, T s'écrit

$$T_o = \begin{pmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{pmatrix}$$

On peut multiplier par un scalaire ou ajouter un tenseur isotrope au tenseur des contraintes T_0 sans modifier les directions et les sens de contraintes tangentielles.

Dans notre cas, on ne s'intéresse pas aux grandeurs des contraintes mais à leur rapport qui seul peut modifier la projection de la direction de la contrainte tangentielle sur le plan, c'est à dire la position de la strie.

Nous pouvons donc prendre comme valeurs des contraintes principales dans le plan horizontal sans rien modifier.

$\sigma'_3 = 0$ (composante verticale nulle), $\sigma'_1 = 1$
ceci entraînant $\sigma'_2 = R$, sachant que $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3}$

La contrainte résolue sur le plan aura donc pour composante :

$$F = \begin{vmatrix} \sigma_1 & n_1 \\ \sigma_2 & n_2 \\ \sigma_3 & n_3 \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} n_1 \\ R & n_2 \\ 0 \end{vmatrix}$$

Positionner σ'_1 au Sud et σ'_2 en Ouest.

On peut maintenant construire n_1 et n_2 à partir du pôle p' (normale ou plan P'). La valeur du rapport R multipliée à celle de n_2 permet la construction de Rn_2 .

Nous traçons alors le vecteur \vec{F} , ayant pour composantes horizontales (n_1, Rn_2) , qui est la contrainte résolue sur le plan P' .

Pour connaître la contrainte tangentielle, on projette F sur P' en traçant le grand cercle passant par F et le pôle p'. L'intersection de ce grand cercle avec P' donne la position de la strie S'.

4) On ramène par la rotation inverse la strie S' sur le plan P initial et on obtient la strie S correspondant au tenseur moyen des contraintes ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$).

5) On construit le plan auxiliaire (différent du plan conjugué) qui ne possède pas de strie sauf cas particulier où l'arête du dièdre ainsi définie par ces deux plans est une des directions principales du tenseur. Nous savons que ce mécanisme au foyer est unique car à chaque faille striée on ne peut associer qu'un mécanisme au foyer et un seul (VASSEUR, ETCHECOPAR, PHILIP, 1984).

- CONCLUSION GENERALE -

- CONCLUSION GENERALE -

La méthodologie mise en oeuvre dans notre approche de la déformation récente est une démarche générale qui peut être utilisée dans d'autres régions.

Par contre, la fiabilité des résultats s'est révélée, au cours de notre étude, dépendre de l'échelle de l'observation. C'est ainsi que certains paramètres (type de déformation, direction de contrainte horizontale maximale, rapport R faible ...) n'ont pas toujours une valeur régionale.

La connaissance de ces différents paramètres tectoniques et microtectoniques nous a permis de préciser et de caractériser la géométrie et la chronologie des déformations récentes aboutissant à une zonation tectonique de la Provence.

De plus, la sismicité, qui traduit les déformations actuelles de l'écorce terrestre, semble par ses caractéristiques (localisation, profondeur ...) confirmer notre zonation tectonique.

Il était donc tentant dans ce contexte d'esquisser les relations générales qui lient la néotectonique à l'activité sismique.

D'après ces données, nous avons pu établir une zonation sismo-tectonique où l'on distingue quatre domaines :

- 1 - Domaine sismotectonique à accident principal décrochant,
- 2 - Domaine sismotectonique à accident principal chevauchant,
- 3 - Domaine sismotectonique à caractère mixte (zone de relai d'accidents : décrochements associés à des failles inverses ou normales).
- 4 - Domaine sismotectonique stable (peu ou pas déformé).

Cette tentative de zonation tectonique et sismo-tectonique permet de définir un cadre général des déformations récentes, mais demande un complément d'information et surtout le développement de certains aspects que nous allons examiner maintenant.

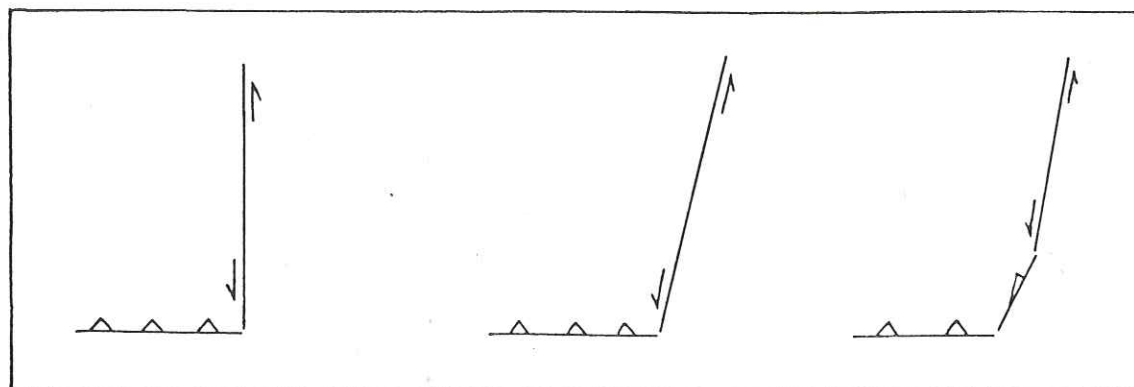
- LES PERSPECTIVES.

a) Définition de modèles de déformation.

L'idée de zonation tectonique nous a amené à envisager une schématisation de la Provence suivant des modèles cinématiques simples. L'association de ces modèles pourrait simuler la représentation structurale de la Provence. Nous espérons établir par cette modélisation des relations génétiques entre les différentes zones.

- Définition de modèles cinématiques élémentaires.

Si l'on essaye de comprendre la géométrie de la déformation, on s'aperçoit qu'on l'explique par la juxtaposition de modèles tectoniques qui se répètent à différentes échelles. C'est ainsi que l'on peut schématiser par exemple la déformation décrochante compressive par de tels modèles.



Exemple de modèles simples montrant les relations géométriques entre faille inverse et décrochement

De nombreux paramètres permettent de caractériser ces accidents :

- longueur et profondeur du plan de faille,
- type de mouvement observé sur les accidents (relation avec la strie),
- angle que font les accidents entre eux,
- pendage du plan de faille, etc.

Ces différents paramètres définissent des modèles géométriques que l'on peut diversifier afin de se rapprocher le plus possible de cas réels, bien contraints géologiquement.

Un autre paramètre important doit être introduit :

- L'amplitude du raccourcissement qui peut être évaluée à partir de la connaissance des mouvements verticaux et horizontaux. Pour cela, la quantification du raccourcissement liée aux plissements et aux chevauchements ainsi qu'aux mouvements décrochants, est indispensable.

Le rapport de ces deux facteurs étant essentiel pour la reconstitution des modèles de déformation.

- Exploitation des modèles.

L'exploitation de ces modèles a pour but :

- . d'établir une relation entre les mouvements verticaux et horizontaux,
- . de quantifier les mouvements relatifs sur chaque type d'accidents,
- . de préciser l'influence de ces accidents sur les déformations plus diffuses.

Actuellement, il est possible d'exploiter certains modèles théoriques informatisés et notamment ceux de A. CISTERNAS et R. GAULON sur les dislocations qui semblent répondre en partie aux questions posées (CISTERNAS A. et al., 1982). Nous avons commencé à utiliser ces programmes dont les résultats semblent prometteurs et c'est un axe important de recherche qu'il faudrait développer.

- b) Extension et adaptation du réseau de mesures de nivellement pour la mise en évidence de mouvements verticaux.

Une extension du réseau de mesures géodésiques plus appropriée au schéma des déformations tectoniques récentes est à souhaiter. En effet, le tracé des profils déjà établis ne correspond pas toujours aux gradients de déformation verticale obtenus par les études géologiques. Notamment, dans la région de la Trévaresse, un profil N-S (perpendiculaire à l'axe possible du plissement) serait mieux adapté que celui E-W.

- c) Création d'un réseau de mesures de nivellement pour l'évaluation des mouvements horizontaux.

Des mesures par triangulation, le long des accidents coulissants reconnus dans notre étude, doivent permettre de mettre en évidence et peut être même de quantifier les mouvements horizontaux. Ceci permettrait de comparer leurs amplitudes à celles des mouvements verticaux. La moyenne vallée de la Durance pourrait être un bon site pour ce genre d'étude.

- d) Mise en place d'un réseau de mesures de contraintes in-situ.

L'installation d'un tel réseau de mesures permettrait de comparer les résultats à ceux des méthodes d'analyse microtectonique. On pourrait ainsi approfondir les connaissances sur la stabilité du champ de contraintes au cours du temps qui semble caractériser certains domaines comme ceux du Lubéron ou de la Trévaresse.

- e) Etude des relations hydrothermalisme-radioactivité-sismotectonique.

Un nouveau champ d'application lié aux circulations d'eaux profondes apparaît prometteur pour l'étude des relations sismotectoniques. Ainsi, il a été montré en Languedoc-Roussillon que :

- d'une part, le cadre structural permet d'orienter de façon nouvelle les recherches concernant les circulations d'eau profonde,

- d'autre part, les phénomènes hydrothermaux fournissent des informations précieuses concernant les failles susceptibles de déclencher de petits séismes dans des régions où il est difficile de situer les zones sismogéniques (GRILLOT J.C. et al., 1984).

Cette interdépendance réversible semble donc très prometteuse et montre combien la tectonique récente et l'hydrogéologie profonde sont étroitement liées.

f) Approfondissement des méthodes géophysiques pour la mise en évidence des structures profondes.

L'établissement de cartes gravimétriques détaillées de la Provence est essentiel pour une meilleure connaissance des structures profondes notamment pour une reconnaissance précise du toit du socle anté-triasique et des accidents tectoniques l'affectant.

g) Extension du domaine d'étude.

L'extension du domaine permettra :

- d'une part, de relier le domaine provençal au domaine alpin à l'Est et au Nord,

- d'autre part, d'établir une relation entre le domaine provençal et les accidents déjà reconnus qui recoupent suivant une direction NE-SW la vallée du Rhône (faille de Nîmes et son prolongement NE-failles des Cévennes).

h) Extension du domaine de surveillance sismique.

L'installation récente d'un réseau de surveillance sismique par l'I.P.G. Strasbourg dans la région des Bouches-du-Rhône Moyenne Vallée de la Durance, va permettre la localisation plus précise de l'activité sismique ainsi que la détermination éventuelle de mécanismes au foyer. Mais l'étendue de ce réseau n'est pas suffisante pour une surveillance appropriée de toutes les zones sismiques de la Provence. Il serait donc souhaitable d'étendre ce réseau de surveillance afin d'encadrer par un maillage adéquat les accidents majeurs susceptibles d'être actifs.

- BIBLIOGRAPHIE -

B I B L I O G R A P H I E

- AGUILAR J.P., DUBAR M., MICHAUX J. (1982) - Nouveaux gisements à Rongeurs dans la formation de Valensole : La Tour près de Brunet d'âge Miocène supérieur (Messinien) et le Pigeonnier de l'Ange près de Villeneuve, d'âge Pliocène moyen. Implications stratigraphiques. C.R.A.S. Paris, t. 295, Série II, p. 745-750.
- AHORNER L., MURAWSKI H., SCHNEIDER G. (1972) - Seismotektonische Transverse Von der Nordsee bis zum Apennin. Geol. Rdsch., t. 61, p. 915-942.
- ARMIJO R., CISTERNAS A. (1978) - Un problème inverse en microtectonique cassante. C.R.Acad.Sci., t. 287, p. 595-598.
- ANDERSON E.M. (1951) - The dynamic of Faulting Oliver Boyd. (editor) Londres.
- ANGELIER J., MECHLER P. (1977) - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et séismologie : la méthode des dièdres droits. B.S.G.F. (7), t. XIX, n° 6, p. 1309-1318.
- ANGELIER J., GOGUEL J. (1979) - Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles. C.R.A.S. Paris, t. 288, série D, p. 307-310.
- ANGLADA R., COLOMB E. (1967) - Précisions tectoniques sur le flanc sud de l'anticlinal du grand Lubéron (Vaucluse), 35 B.S.G.F. (7), t. IX, p. 596-599.
- ARLHAC P., ROUSSET C. (1978) - Structures subalpines dans le bassin de Sasse (Alpes de Haute-Provence). C.R.A.S. Paris, t. 286, série D, p. 261-264.
- ARLHAC P., ROUSSET C. (1979) - La nappe de Dignes près de Gap (Hautes Alpes) : sa place dans les Alpes externes françaises. C.R.A.S., Paris, t. 288, Série D, p. 47-50.
- ARNAL P. (1981) - Données écogéologiques et environnement urbain. D.E.A. Géophysique Urbaine, Montpellier III.
- ARTHAUD F. (1974) - Analyse structurale du Permis Durance. Rapport E.L.F. et cartes inédits.
- ANGOT A. (1909) - Sur le tremblement de terre du 11 juin 1909. C.R. Acad.Sc., 14 juin, p. 1640, p. 527.
- ANGOT A. (1909) - Sur les tremblements de terre des 11 et 23 juin. C.R.Acad.Sc., 5 juillet, p. 71.

- ARTHAUD F., OGIER P., SEGURET M. (1981) - Géologie et géophysique du Golfe du Lion et de sa bordure nord. Bull. B.R.G.M., Sect. 1, n° 3.
- BARFETY J.C., GIDON M., KERCKHOVE C. (1968) - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes Internes françaises. C.R.A.S., Paris, t. 267, Série D, p. 394-397.
- BARBREAU A., BODELLE J., ESCALIER DES ORRES P., MOHAMMADIOUN B., VOGT J., WEBER Ch. (1978) - Essai de confrontation de la sismicité historique et de données structurales nouvelles en Provence Occidentale et Centrale. B.S.G.F. (7), t. XVIII, n°5, p. 1111-1117.
- BEAUDOUIN B., CAMPREDON R., COTILLON P., GIGOT P. (1975) - Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation. Excursion n° 7, IX Congr. Int. Sédimentologie - Nice.
- BEAUDOUIN B., CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D., LANTEAUME M., SPINI H., TAPOUL J.F. (1977) - Age et modalités de plissement des chaînes subalpines méridionales. 5ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. Rennes p. 49.
- BLES J.L., FEUGA B. (1981) - La fracturation des roches. Première partie. Notions de mécanique des roches. Ed. B.R.G.M., Manuels et Méthodes. Orléans.
- BOTT M.H.P. (1959) - The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag. 96, p. 109-117.
- BOUSQUET J.C., PHILIP H. (1981) - Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée Occidentale. In Sedimentary basins of Mediterranean Margina, p. 389-405, C. WEZEL Editor. Tectoprint, Bologna.
- CAMPREDON R., FRANCO M., GIANNERINI G., GIGOT P., IRR F., LANTEAUME M., SPINI H., TAPOULF J.F. (1977) - Les déformations de conglomérats pliocènes de l'arc de Nice (Chaînes subalpines méridionales). C.R.Som.S.G.F., t. XIX, n° 2, p. 75-77.
- CAREY E. (1976) - Analyse numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles : calcul d'un tenseur moyen des contraintes à partir de stries de glissement. Thèse 3ème cycle. Centre d'Orsay.
- Carte Sismotectonique de la France. 1981. Mémoire du B.R.G.M., n°111.
- CHOROWICZ J., PAUL S. (1974) - Mise en évidence de linéaments, en Provence Occidentale, sur les images obtenues par le satellite ERTS-1 ; leur signification structurale. B.S.G.F. (7), t. XVI, n° 5, p. 491-497.
- CLAUZON G. (1975) - Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson. C.R.A.S. Paris, t. 280, p. 2433-2436.

- CLAUZON G. (1982) - Orogénèse, évolution géodynamique et morphogénèse d'une montagne provençale et de son piémont : l'exemple du Luberon (Vaucluse). In Colloque "Montagnes et Piedmonts". Toulouse.
- CLAUZON G., GABERT J., JORDA M. (1982) - Livret-Guide de l'excursion Durance (27-30 mai 1982). Université d'Aix-Marseille II, Inédit.
- CLAUZON G. (1982) - La mise en place au Pléistocène inférieur (Villafranchien supérieur) du Front Subalpin sur la bordure sud-orientale du bassin de Digne-Valensole : incidence géodynamique. In Colloque "Le Villafranchien méditerranéen", vol. 2, Lille.
- DADOU C. (1981) - Valorisation des données de sismicité historique et contemporaine et application au calcul du risque sismique dans les Alpes Maritimes. Rapport B.R.G.M., 81, S.G.N. 324 G.E.G.
- DAVIS D., SUPPE J., DAHLEN F.A. (1983) - Mechanics of Folds-and-Thrust belts and Accretionary wedges. J. Geophys. Res., vol. 88, p. 1153-1172.
- DUBAR M. (1982) - Le Villafranchien du bassin de Riez-Valensole. France du Sud-Est. In Colloque "Le Villafranchien méditerranéen" vol. 2, Lille.
- DUBOIS P. (1966) - Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence Occidentale. B.S.G.F. (7), VIII, p. 793-801.
- DUBOIS P., CURNELLE R. (1978) - Résultats apportés par le forage les Mées n° 1 sur le plateau de Valensole (Alpes de Haute Provence). C.R.Somm. Soc. Géol. Fr., fasc. 4, p. 181-184.
- ETCHECOPAR A., VASSEUR G., DAIGNIERES M. (1981) - An inverse problem in microtectonics for determination of stress tensors from fault striation analysis. J. of Struct. Géol., vol. 3, n° 1, p. 51-65.
- ETCHECOPAR A. (1984, à paraître) - Les relations contraintes-déformations dans le domaine fragile. Thèse d'Etat, Univ. Montpellier.
- FOURNIGUET J. (1977) - Mise en évidence de mouvements actuels verticaux dans le Sud-Est de la France, par comparaison de nivellements successifs. Rapp. B.R.G.M. (77 SGN 081 GEO).
- FRECHET J. (1978) - Sismicité du Sud-Est de la France et une nouvelle méthode de zonage sismique. Thèse Univ. Grenoble, 159 p.
- GIANNERINI G., GIGOT P., CAMPREDON R. (1977) - Le Tertiaire de la Roque Esclapon (Front sud de l'arc de Castellane) : la superposition de deux déformations synsédimentaires oligocène et miocène et des bassins sédimentaires associés. Bull. B.R.G.M., section I, n° 3, p. 179-188.
- GIGOT P., GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1974) - Evolution tectono-sédimentaire du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. B.S.G.F. (7), t. XVI, n° 2, p. 128-139.

- GIGOT P., GUBLER Y., HACCARD D. (1975) - Relation entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension). Exemples près des bassins tertiaires des Alpes du Sud et de la Haute Provence. IX Cong. Intern. de Sédim., Nice, p. 157-162.
- GIGOT P., GUBLER Y., KANDEL C., TRIAT J.M. and TRUC G. (1975) - Alpes de Provence, régions Forcalquier, Manosque, Apt, Cavaillon. Excursion n° 2, IXème Congr. Int. Sédim., Nice.
- GODEFROY P., HIRN A. (1981) - Evolution de risque sismique dans les Alpes maritimes. Risque direct et effets induits (mouvements de terrain). Rapport B.R.G.M., SGN 396 GEG.
- GOGUEL J. (1965) - Traité de Tectonique. 2ème Ed., Masson et Cie Ed., Paris.
- GRACIANSKY P.C. (de) (1972) - Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Hautes-Provence). Relations entre déformation et sédimentation, chronologie des plissements. C.R.A.S. Paris, t. 275, série D, p. 2825-2828.
- Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977) - L'histoire récente (Tortonien à Quaternaire) de l'arc de Gibraltar et des bordures de la mer d'Alboran. B.S.G.F., t. 3, p. 575-614.
- HENDRICKX S. (1981) - Prévision à long terme de séismes dans un contexte de prise de décision. Application à la région du Sud-Est de la France. Thèse Docteur-Ingénieur. Ecole Centrale des Arts et Manufactures.
- JORDA M. (1970) - Etude morphologique de la dépression, de Marcoux Le Brusquet et de la vallée de la Bléone de la Javie à Digne. Méditerranée, fasc. 2, p. 143-190.
- JORDA M. (1982) - La tectonique Plio-quaternaire des préalpes de Digne et ses prolongements récents. L'enseignement des hautes nappes alluviales. In Colloque "Le Villafranchien méditerranéen", vol. 2, Lille, p. 425-439.
- JULIAN M. (1976) - Commentaire de l'esquisse néotectonique des Alpes-Maritimes et des régions adjacentes. Rapport et cartes inédits, au 1/250 000.
- KARNIK U. (1971) - Seismicity of the European area. D. REIDEL publishing Company Dordrecht. Holland, 2, 218 p.
- LALLEMAND Ch. (1911) - Sur les changements du niveau du sol en Provence, à la suite du tremblement de terre du 11 juin 1909. C.R.Acad. Sc., 6 juin, p. 1560.
- LEMOINE M. (1972) - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. Géol. Rdsch. 61/3, p. 975-1010.
- LEMOINE P. (1909) - Sur les relations tectoniques du tremblement de terre de Provence. C.R.Acad.Sc., 21 juin, p. 1696.

- LEMOINE P. (1909) - Observations faites sur le tremblement de terre de Provence, 11 juin 1909. Bull. Soc. Philomatique P., 10° série, t. XII, p. 112.
- LEMOINE P. (1910) - Le tremblement de terre du 11 juin 1909 dans le Sud-Est de la France, observation sur place dans la région dévastée. Annales de Géographie, n° 103, 15 janvier, p. 15.
- MATTAUER M. et MERCIER J.L., 1980 - Microtectonique et grande tectonique. Mém. h. sér. Soc. Géol. Fr., 10, p. 141-161.
- MENARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse université Grenoble.
- MERCIER H. (1978) - Le Néogène et le Pléistocène inférieur Durancien. Thèse Sciences Naturelles. Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- PERTUSATI P.C., PLESI G., CERRINA FERONI A. (1978) - Utilizzazione delle strutture stilolitiche per l'interpretazione di un'anticlinale post-messinina nella Toscana meridionale. Boll. Soc. Geol. It., 97, p. 289-296.
- PHILIP H., TAPPONNIER P. (1976) - Tectonique actuelle et sismicité en Provence. Essai d'interprétation cinématique. In : ATP, Géodynamique de la Méditerranée Occidentale et de ses abords. Colloque final, Montpellier, Octobre 1976, CNRS-INAG, p. 121.
- PHILIP H. (1980) - Tectonique récente et sismicité de la France caractéristiques géodynamiques in : Géologie de la France, 26ème C.G.I., Mémoire B.R.G.M., n° 107, p. 42-46.
- PHILIP H. (1983) - La tectonique actuelle et récente. Ses relations avec la sismicité dans le domaine méditerranéen et ses bordures. Evolution du champ de contrainte depuis environ 5 M.A. Définition d'une zonation tectonique. Thèse d'Etat. Univ. Montpellier.
- PLESI G., CERRINA FERONI A. (1979) - Contributo alla conoscenza della deformazioni del néoautoctono della Toscana : segnalazione di due fasi di raccorciamento attraverso lo studio degli stiloliti impressi sui ciottoli. Boll. Soc. Geol. It., t. 98, p. 15-25.
- RENAUD F. (1978) - Différentes méthodes de reconstitution d'un état de contrainte "fossile" récent et actuel. D.E.A. Géologie Structurale, Montpellier.
- REPELIN J. (1909) - Rôles des dislocations les plus récentes (post-miocènes) lors du séisme du 11 juin 1909. C.R.Acad.Sc., 29 novembre, p. 1023.
- REPELIN J., LAURENT L. (1909) - Le tremblement de terre de Provence, 11 juin 1909. Bull. Soc. Géog. et d'études coloniales de Marseille, t. XXXIII, p. 181.

- ROTHER J.P. - Catalogues départementaux
- Annales de l'I.P.G.S.*, 1919-1935
- Annales de l'I.P.G.S.*, 1936-1939
- Annales de l'I.P.G.S.*, t. VII (1940-1950), t. VIII (1951-1960), t. IX (1961-1970)
*Institut de Physique du Globe de Strasbourg
- ROUIRE J., GAVIGLIO P., GUIEU G., GODEFROY P. (1982) - La zone épicertrale d'un séisme historique majeur (11 juin 1909). Programme Géologie Profonde de la France. Colloque national Paris 15 juin, p. 399-404.
- ROUX M. (1972) - Etude tectonique des chaînons subalpains entre Majastres et Castellane (Alpes de Haute Provence). Essai de reconnaissance des fracturations profondes majeures et de leurs conséquences au niveau de la couverture. Géol. Alp., t. 48, p. 187-199.
- ROUX M. (1974) - La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au S et au SW de l'arc de Castellane. Bull. B.R.G.M., sec. I, n° 2, p. 83-100.
- SPIESS M. Le Commandant (1926) - Sur le tremblement de terre de Provence, du 11 juin 1909. Compte-Rendu Congrès Sociétés Savantes, Sciences, p. 173.
- UNALAN G. (1970) - Etude géologique de la bordure ouest de l'arc de Castellane. Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- VASSEUR G., ETCHECOPAR A., PHILIP H. (1983) - Stress state inferred from multiple focals mechanisms. Ann. Géophys.
- VOGT J., WEBER C. (1976) - Commentaire de la carte sismotectonique de la Provence.
- VOGT J. et coll. (1979) - Les tremblements de terre en France. Mém. B.R.G.M., Orléans, n° 96, 220 p.
Evaluation du risque sismique dans les Alpes-maritimes, risque direct et effets induits (mouvements de terrain), Rapport B.R.G.M. 81 SGN 396 GEG. Vol. I (GODEFROY P., HUMBERT M.) : présentation générale, objectif de l'étude, méthodes et principaux résultats. Vol. II (DADOU C., GODEFROY P., VAGNERON J.M.) : calcul probabiliste du risque sismique direct. Vol. II (CADIOT B., GOGUEL J., JULIAN M., VOGT J., HUMBERT M.) : susceptibilité des terrains aux mouvements gravitaires et risque sismique indirect. Principales cartes : Carte des mouvements de terrain dans les Alpes-maritimes à 1/100 000 ; Cartes du risque sismique dans le sud-est de la France à 1/1000 000 (intensités centennaires, bicentennaires et millénaires) ; (Carte de majoration du risque direct par les effets induits dans les Alpes-maritimes à 1/250 000.
- GRILLOT J.C., BOUSQUET J.C., PHILIP H. et DAZY J., 1984 (à paraître). Hydrothermalisme carbo-gazeux, radioactivité et sismotectonique : exemple du Languedoc-Roussillon (France). Chron. Hydrogéol., Géol. de l'Ingénieur, BRGM Orléans.
- CISTERNAS A., DOREL J. and GAULON R. (1982) - Models of the complex source of the El Asnam earthquake. Bull. Seismological Soc. of America, Vol. 72, n°6, p.2245-2266.
- COMBES Ph. (1981) - Néotectonique de la basse vallée de l'Hérault. Relation avec la faille des Cévennes. DEA Géologie structurale, USTL Montpellier.

21 OCT. 1985

1984

COMBES Philippe

Université Louis Pasteur de Strasbourg.

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42

RESUME : Dans le cadre de l'installation d'un réseau de surveillance sismique en Provence Occidentale, notre étude consiste dans un premier temps :

- à localiser, par différentes méthodologies d'approche de la déformation récente, les accidents tectoniques susceptibles d'être sismiquement actifs,
- à caractériser les mécanismes des déformations tectoniques affectant cette région ainsi que leur répartition depuis environ 10 millions d'années,
- à reconstituer le(s) champ(s) de contraintes à l'origine de ces déformations,

en vue d'établir une zonation tectonique cohérente à l'échelle de la région étudiée.

Dans un deuxième temps, nous définissons les relations existantes entre notre zonation tectonique, les accidents majeurs et la sismicité historique et instrumentale afin d'obtenir les caractères généraux permettant un découpage de la Provence en différents domaines sismotectoniques.

Mots clés :

Tectonique récente
Provence
Sismicité

Microtectonique
Zonation tectonique
Zonation sismotectonique

Type de déformation
Contraintes
Mécanismes au foyer.